

SÉRIE A, No. 2826
No. D'ORDRE: 3697

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS - SCIENCES NATURELLES

PAR

J. H. BRUNN

1^{RE} THÈSE.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DU PINDE SEPTENTRIONAL ET D'UNE PARTIE DE LA
MACÉDOINE OCCIDENTALE

2^E THÈSE.

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 30 Juin 1955 devant la Commission d'examen.

MM.	LUTAUD	<i>Président</i>
	BARRABÉ	} <i>Examineurs</i>
	BOURCART	

ATHÈNES

LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE L'UNIVERSITÉ

46, Bd. Franklin Roosevelt

1956

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE PARIS

Doyen : J. PERES

PROFESSEURS

G. JULIA	T Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	QUENEY	T Météor. et dyn. atmosphérique.
E. DARMOIS	T Enseignement de Physique.	GALLIEN	T Embryologie.
R. LÉVY	T Physiologie comparée.	EICHHORN	T Biologie végétale (P.C.B.).
FOCH	T Mécanique physique et Exper.	DE CUGNAC	T Biologie végétale (P.C.B.).
PAUTHENIER	T Electrotechnique générale.	Melle CAUCHOIS	T Chimie physique.
DE BROGLIE	T Théories physiques.	THELLIER	T Physique du globe.
JOB	T Chimie générale.	AUDUBERT	T Electrochimie.
PRENANT	T Anatomie et Histol. Comparées.	L'HERITIER	T Génétique.
GARNIER	T Géométrie supérieure.	GRIVET	T Radioélectricité.
PÉRES	T Mécanique des fluides et appl.	PONCIN	T Mécanique des fluides.
LAUGIER	T Physiologie générale.	THIRY	T Mécanique appliquée.
M. CURIE	T Physique (P.C.B.).	DUBREIL	T Arith. et théor. des nombres.
BARRABÉ	T Géol. struct. et Géol. appl.	QUELET	T Chimie organique.
G. DARMOIS	T Calc. des prob. et Phys. Math.	CAGNIARD	T Géophysique appliquée.
J. BURCART	T Géogr. phys. et Géol. dynam.	CHAMPETIER	T Chimie macromoléculaire.
Mme JOLIOT CURIE	T Physique nucléaire et radioactivité.	CUVILLIER	T Géol. struct. et Géol. appliquée.
PLANTEFOL	T Botanique.	JUNG	T Pétrographie.
CABANNES	T Recherches physiques.	TRILLAT	T Chimie physique.
GRASSE	T Evol. des êtres organisés.	WIEMANN	T Chimie (M.P.C.).
PREVOST	T Chimie organique.	JACQUINOT	T Spectroscopie et physique céleste.
BOULIGAND	T Applic. de l'analyse à la Géométrie.	VASSY	Physique de l'atmosphère.
CHAUDRON	T Chimie appliquée.	DESTOUCHES	Théories physiques.
WYART	T Minéralogie.	M. PRUVOST	T Géologie.
TEISSIER	T Zoologie.	AMIEL	T Chimie (P.C.B.).
MANGENOT	T Biologie végétale.	HOCART	T Minéralogie.
P. AUGER	T Physique quantique et Relativité.	J. P. MATHIEU	T Physique (P.C.B.).
MONNIER	T Physiologie des fonctions.	COUTEAUX	T Biologie animale (P.C.B.).
PIVETEAU	T Paléontologie.	MAY	Biologie animale (P.C.B.).
ROCARD	T Physique (E.N.S.).	CHOQUET	T Calcul diff. et Intégral.
H. CARTAN	T Mathématiques (E.N.S.).	FELDMANN	Biologie (P.C.B.).
LAFFITTE	T Chimie générale.	GUINIER	T Physique (P.C.B.).
FAVARD	T Mécanique générale.	JOST	T Biologie (P.C.B.).
COULOMB	T Physique du globe.	FORTET	T Calcul des probabilités.
Melle COUSIN	T Biologie animale (P.C.B.).	SCHWARTZ	T Méth. math. de la physique.
CHRÉTIEN	T Chimie minérale.	CHOUARD	T Physiologie végétale.
P. DRACH	T Zoologie.	MALAVARD	T Aviation.
KÄSTLER	T Physique.	BRELOT	T Calcul différentiel.
EPHRUSSI	T Génétique.	NORMANT	T Chimie (P.C.B.).
WURMSER	T Biol. physico-chimique.	BÉNARD	T Chimie (P.C.B.).
RIVIÈRE	T Géologie (S.P.C.N.).	BUVAT	Botanique (E.N.S.).
GAUTHERET	T Biologie végétale (P.C.B.).	DUGUÉ	T Statistiques mathématiques.
LUCAS	T Physique.	GÉLOSO	Chimie (S.P.C.N.).
A. THOMAS	T Biologie cellulaire.	SOULAIRAC	Psychophysiologie.
ARNULF	T Optique appliquée.	ULRICH	T Physiologie végétale.
M. MORAND	T Physique.	MARECHAL	T Optique théorique et appliquée.
SOLILLET	T Physique.	KIRRMANN	T Théories chimiques.
FORTIER	T Mécan. exper. des fluides.	CHADEFAUD	Botanique.
DANJON	T Astronomie.	DESTRIAU	Physique (M.P.C.).
FROMAGEOT	T Chimie biologique.	Melle LE BRETON	Physiologie générale.
LAPORTE	T Phys. génér. et radioactivité.	SALEM	Mathématiques générales.
JANET	T Méc. anal. et Méc. céleste.	ESCLANGON	T Physique (P.C.B.).
PETIT	T Biologie maritime.	LELONG	T Mathématiques générales.

Secrétaire Général : CH. MONIER

SÉRIE A, No. 2826
No. D'ORDRE: 3697

THÈSES

PRÉSENTÉES
A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR
LE GRADE DE DOCTEUR ÈS - SCIENCES NATURELLES

PAR
J. H. BRUNN

1^{RE} THÈSE.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DU PINDE SEPTENTRIONAL ET D'UNE PARTIE DE LA
MACÉDOINE OCCIDENTALE

2^E THÈSE.

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 30 Juin 1955 devant la Commission d'examen.

MM.	LUTAUD	<i>Président</i>
	BARRABÉ	} <i>Examineurs</i>
	BOURCART	



ATHÈNES
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE L'UNIVERSITÉ
46, Bd. Franklin Roosevelt

1956

ANNALES GÉOLOGIQUES DES PAYS HELLÉNIQUES T. 7, 1956

Avec 76 figures dans le texte, 20 planches, 1 carte en couleurs.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Table des matières	v
Table des figures	xiii
Avant - propos	xvii

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION ET GÉNÉRALITÉS

CHAPITRE	I: DESCRIPTION GÉOGRAPHIQUE	1
	Position de la région étudiée	1
	Justifications du choix de ces limites.	3
	Toponymie	5
	Description géographique de la région	5
	Résumé	12
CHAPITRE	II: HISTORIQUE, BIBLIOGRAPHIE, CARTES	14
CHAPITRE	III: PROBLÈMES ET MÉTHODES	17

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE, PALÉOGÉOGRAPHIE, ÉVOLUTION OROGÉNIQUE

CHAPITRE	I: LES FORMATIONS ANTÉ-TRIASIQUES	19
	I. Les schistes cristallins et les granites	19
	Terrains métamorphiques et cristallins au NE du sillon	
	mésio-hellénique.	21
	Extrémité N des monts Askion.	21
	Les formations anciennes dans la région des Kamvounia	
	et des Antikhassia	23
	Schistes cristallins au SW du sillon méso-hellénique	23
	Conclusions	23
	Disposition des massifs métamorphiques dans le S de la	
	Péninsule balkanique	24
	II: Le Carbonifère et le Permien	30
	Historique et généralités	32
	Le Paléozoïque récent au NE du sillon méso-hellénique.	33
	Extrémité N des monts Askion	33
	Les galets quartzeux de Galatini	34

Autres affleurements de Paléozoïque. Formations rouges	
permien et crétacées	36
Schistes et phyllites au SW du sillon méso-hellénique . .	36
Conclusions	36
CHAPITRE II: LE TRIAS	40
Historique et généralités	40
1. Le Trias sur le massif pélagonien.	41
2. Le Trias dans les zones externes. Les zones de faciès .	42
Le Trias au NE du sillon méso-hellénique	46
La base des calcaires	46
Les calcaires à Diplopores	49
Le Trias au SW du sillon méso-hellénique	50
Dispositions des grandes unités.	50
1. Les Trias dans l'extrémité N du Pinde méridional.	51
a) Les calcaires à Diplopores du Trias moyen. .	52
b) Manifestations éruptives: Ladinien	53
c) Les jaspes et calcaires à Halobies du Trias	
supérieur	54
2. Le Trias dans le Pinde septentrional.	55
La prolongation vers le N de la zone du Pinde-Olonos .	55
Vestiges d'une zone de sédimentation intermédiaire. .	56
3. Le Trias à l'W du Pinde septentrional	58
Résumé et Conclusions	59
CHAPITRE III: LE JURASSIQUE	62
Historique	63
Le Jurassique au NE du sillon méso-hellénique	67
Calcaires jurassiques du chaînon de Vigla	67
Le Jurassique et les ophiolithes à la lisière du massif	
pélagonien	72
La succession stratigraphique	72
Disposition générale des affleurements	72
Âge de la partie supérieure de la masse calcaire. . .	74
Description sommaire du Vourinos et définition du	
cortège ophiolithique	75
Extension et rôle morphologique des ophiolithes	79
La couverture sédimentaire des ophiolithes: les radio-	
larites	72
Âge des radiolarites.	82
Relations entre les ophiolithes et les radiolarites . . .	82
Hypothèse sur le mode de venue des ophiolithes	86
Le niveau «e»: schistes, jaspes et calcaires sous-jacents	
aux péridotites du Vourinos	87
1. Le niveau schisteux au pied du mont Vounassa . .	87
2. Les bancs schisteux au NE du Vourinos	92
Le Jurassique au SW du sillon méso-hellénique.	94

	Pages
Le Jurassique dans la zone du Pinde-Olonos	94
Le soubassement originel des ophiolithes dans le Pinde	94
Paléogéographie du soubassement des ophiolithes; lieu d'émission de celles-ci	97
Epanchements ophiolithiques et orogénèse	99
Variations de puissance des ophiolithes dans le sens longitudinal	102
Ophiolithes et zones isopiques-tectoniques	105
Conclusions	108

CHAPITRE IV : LE CRÉTACÉ

Historique et généralités	110
Le Crétacé au NE du sillon méso-hellénique	115
Généralités et cadre géographique	115
1. Le Cénomaniens et le Turonien	
dans le détroit de Kozani	116
La base de la transgression crétacée à Skafidi	116
Brèches à Caprines à l'E de Skafidi	119
Le Cénomaniens vers le centre du détroit de Kozani	120
Le plateau crétacé de Pournari	121
La transgression crétacée dans le chaînon de Vigla	122
2. Le Sénonien dans le détroit de Kozani	123
3. La fin du Crétacé dans le détroit de Kozani	125
Conclusions	126
Les affleurements crétacés dans le sillon méso-hellénique	127
Le Crétacé au SW du sillon méso-hellénique	129
Le Crétacé dans les derniers chaînons du Pinde méridional	129
La fin du Crétacé dans le Pinde méridional	131
Le Crétacé dans le Pinde septentrional	131
Pointements crétacés en avant de la nappe ophiolithique	131
Pointements crétacés à l'intérieur du domaine ophiolithique	132
Pointements crétacés vers la limite des zones externes et du sillon méso-hellénique	134
Le Crétacé à l'W du Pinde septentrional	138
Conclusions. Vue d'ensemble sur le Crétacé	139

CHAPITRE V : L'ÉOCÈNE

Historique et généralités	142
Précisions sur l'emploi du mot Flysch	145
L'Éocène au NE du sillon méso-hellénique	149
Conclusions. La surrection du massif pélagonien	150
L'Éocène dans le sillon méso-hellénique	151
L'Éocène au SW du sillon méso-hellénique	155
Le Flysch du Pinde	155
L'Éocène à l'W du Pinde	160
1. Les calcaires éocènes	160
2. Le Flysch ionien	162
Résumé et conclusions: vue d'ensemble sur l'Éocène	163

	Pages
CHAPITRE VI: L'OLIGOCÈNE ET LE MIOCÈNE	165
Historique	165
L'Oligo-miocène au NE du sillon méso-hellénique	167
Les conglomérats de Métamorphosis	167
L'Oligocène et le Miocène du sillon méso-hellénique	169
Généralités.	169
Subdivisions	170
1. Les couches de base	171
2. Les marnes d'Heptakhorion	175
3. Les grès et conglomérats de Pentalofo et des Météors	178
Les grès et les conglomérats dans le reste du Sillon	183
Les conglomérats des Météors	184
4. Les marnes de Tsotilion	185
5. Les grès et calcaires d'Odria.	186
6. Les niveaux terminaux: l'Helvétien	187
Le Pontien	189
Les mouvements post-miocènes.	190
Résumé et conclusions	190
CHAPITRE VII: LE PLIOCÈNE ET LE QUATERNAIRE ANCIEN	192
Historique	192
Le Plio-quaternaire lacustre du Sillon	193
Nature et âge des formations lacustres	193
Répartition et conditions de gisement des formations	
lacustres.	194
Les dépôts lacustres des bassins de Ptolémaïs et de Ko-	
zani-Servia	195
CHAPITRE VIII: LE QUATERNAIRE RÉCENT	197
1. Dépôts lacustres	197
2. Autres dépôts quaternaires	198
CHAPITRE IX: CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE	199
Les zones. Résumé et remarques générales	199
Dinarides, Alpides et Mésogée	203

TROISIÈME PARTIE

TÉCTONIQUE

INTRODUCTION	207
Aperçu historique	207
Remarques préliminaires sur le sens des poussées	210
Plan d'étude	211
CHAPITRE I: LE VERSANT SUD-OUEST DU PINDE SEPTENTRIONAL	213
1. Le Mitsikéli et le Driscos	213
2. Le massif de Tymphé	216

	Pages
Les fractures transversales	217
Les fractures longitudinales	218
Le chevauchement de Néraïda	219
Le charriage de la série du Pinde-Olonos et la faille de Gamila	220
Âge des dislocations du massif de Tymphé	221
Origines du style structural du massif de Tymphé	222
3. La dépression de Zagoria	223
Structure de la région SW de Zagoria	223
Tectonique du Flysch du Pinde: son contact avec le Flysch ionien	224
Conclusion; vue d'ensemble sur le versant SW du Pinde septentrional.	226
CHAPITRE II: L'EXTRÉMITÉ NORD DU PINDE MÉRIDIONAL	227
1. Les monts Lakmon (Péristéri)	227
Schéma structural d'ensemble	230
La lame charriée frontale	230
Les plis orientaux	231
La coupe du Metsovitikos et la terminaison du Pinde méridional	231
2. Les faisceaux orientaux du Pinde méridional.	253
a) Le synclinorium du Dokimi	235
b) Le faisceau calcaire du Tringia	237
c) Le Kerkétion (Kotsiakas)	237
Conclusions.	239
CHAPITRE III: LE DOMAINE OPHIOLITHIQUE DU PINDE SEPTEN- TRIONAL	241
1. Le front SW des ophiolithes	242
Quelques aspects de la tectonique des massifs ophiolithi- ques et leurs subdivisions	245
Le front SW des ophiolithes (suite)	246
Le corridor de Périvoli	247
Le front SW des ophiolithes (fin)	249
Conclusions	250
2. Le secteur du Smolika	251
La demi-fenêtre de Samarina.	251
Le groupe du Smolika	254
3. Le secteur central	256
4. Le secteur du haut-Pénée	258
Conclusions	260
CHAPITRE IV: LE SILLON MÉSO-HELLÉNIQUE	262
Généralités	262
La bordure SW du Sillon	263
La zone moyenne du Sillon	265

Les marges orientales du Sillon.	266
Conclusions.	268

CHAPITRE V : LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF PÉLAGONIEN 270

Les monts Askion	270
Le secteur du Vourinos et le détroit de Kozani	271

CHAPITRE VI : RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE TECTONIQUE 273

Les zones et les unités tectoniques	273
Les accidents transversaux	275
Le style dinarique	276
Remarques terminales à propos du moteur de l'orogénèse.	276

QUATRIÈME PARTIE

ESQUISSE MORPHOLOGIQUE

CHAPITRE I : LE RELIEF DES RÉGIONS CENTRALES

ET ORIENTALES DU SILLON 278

Le modelé actuel	278
Le glacier du Vounassa	280
Le relief pré-lacustre	282
Le cours de l'Haliakmon	282
Résumé et conclusion	284

CHAPITRE II : LA CHAÎNE LIMINAIRE DU MASSIF PÉLAGONIEN 285

Résumé	287
------------------	-----

CHAPITRE III : LE SW DU SILLON ET LE PINDE SEPTENTRIONAL 288

La moitié SW du Sillon	288
Le rebord du Pinde	289
Le Pinde septentrional	290
Le premier cycle d'érosion	290
Le second cycle	291
Les glaciations	293
L'érosion quaternaire	293
Résumé	294

CHAPITRE IV : CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE MORPHOLOGIQUE 295

CINQUIÈME PARTIE

PÉTROGRAPHIE

Introduction	296
Buts et méthodes de cette étude.	296
Aperçu historique	298

CHAPITRE I: LES ROCHES ULTRA-BASIQUES GRENUES	300
Les péridotites du Vourinos	300
Les péridotites stratifiées du mont Kratsovon	303
La sous-zone terminale du complexe ultra-basique:	
pyroxénites et troctolites	304
a) Vourinos - collines de Krapa	304
b) Les troctolites de la vallée du Miléotikos et des régions voisines	306
Considérations générales sur la formation du complexe ultra-basique	311
a) Rôle de la gravité	311
b) Limites de l'explication par la gravité	311
c) La question de la consolidation de l'olivine	311
d) La séparation d'un magma péridotitique est-elle possible	312
e) Litage et rythmicité dans le complexe ultra-basique et les ophiolites en général	313
f) Comment peuvent s'expliquer les troctolites	315
g) Quelques remarques à propos de la serpentinitisation	317
CHAPITRE II: LES ROCHES BASIQUES GRENUES ET SUB-DOLÉRI- TIQUES	319
Les passages des roches ultra-basiques aux roches basiques	319
Les gabbros du lit de l'Haliakmon, N des collines de Krapa (série du Vourinos)	320
Description d'ensemble	320
La section E - W	321
Section «sous - Langadakia»	322
Roches de la famille des gabbros provenant d'autres gisements	325
Analyses chimiques de gabbros	326
Résumé	326
Importance de la zone des gabbros	328
CHAPITRE III: LES ROCHES DOLÉRITIQUES ET MICROLITHIQUES	330
Les dolérites	330
Structure des dolérites	331
Composition minéralogique des dolérites	331
Composition chimique des dolérites	332
Les roches microlithiques	333
Les roches microlithiques compactes	333
Les roches microlithiques vacuolaires	330
Les pillow-lavas	334
Roches exceptionnelles	335
Composition chimique des roches microlithiques	336
CHAPITRE IV: CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE	338
1) Unité du cortège ophiolithique	338
2) L'ensemble des ophiolites a une origine magmatique	339

	Pages
3) Du point de vue pétrographique, l'hypothèse d'un épanchement sous marin est: a) possible, b) la seule admissible	339
4) Les conditions de mise en place des ophiolithes peuvent expliquer leurs caractéristiques pétrographiques . . .	341
Références bibliographiques	346

TABLEAUX

	Pages
Tableau I : Tableau synoptique des formations et des événements orogéniques dans la région étudiée	202
» II : Correspondance entre les unités tectoniques des Dinarides distinguées par les différents auteurs	209
» III : Analyses chimiques : roches grenues non feldspathiques	302
» IV : Analyses chimiques : troctolites	310
» V : Analyses chimiques : famille des gabbros	327
» VI : Analyses chimiques : dolérites	332
» VII : Analyses chimiques : roches microlithiques	336

ERRATA

Page 125, § 2, lire: Pl. XIII, fig. 5 (non 4).

» 132, § 4, lire: Pl. XIII, fig. 4 (non 6).

» 160, dans la liste de fossiles, lire: Pl. XIII, fig. 6 (non 5).

» 283, dans la légende de la fig. 75, ligne 3, lire: Hachures croisées.

» 295, § 4, lire: la partie axiale (orientale) du Sillon

TABLE DES FIGURES

XIII

		Pages
Figure 1	Position de la région étudiée dans la Péninsule hellénique .	2
» 2	Disposition des bassins versants autour du Pinde septentrional	4
» 3	Le relief de la région étudiée	6
» 4	Esquisse géologique de la région étudiée	13
» 5	Relations entre la région étudiée et les massifs anciens des zones internes	18
» 6	Disposition des massifs cristallophylliens dans les Dinarides méridionales	26
» 7	Schéma tectonique de la Grèce, par C. Renz.	29
» 8	Carte schématique des Dinarides et de l'W de la péninsule balkanique, par F. Kossmat	31
» 9	Profil des terrains permo-carbonifères au col entre Blasti et Namata	34
» 10	Profil de Siatista au bassin fermé de Galatini	35
» 10a	Coupe NW-SE du bassin fermé de Galatini.	35
» 11	Esquisse de la répartition des faciès du Carbonifère et du Permien dans les Dinarides	39
» 12	Coupe le long du ravin à l'W du Mt Vounassa	47
» 13	Ravin de Hagios Markos à Eratira (Monts Askion)	48
» 14	Calcaires à Diplopores de Micro-Péristéri (Mts Lakmon)	52
» 15	La série mésozoïque à l'extrémité N des Mts Lakmon	52
» 16	Klippe renversée d'Aspra Litharia (Flinga)	53
» 17	Coupe théorique des zones de sédimentation au Trias supérieur	60
» 18	Répartition des faciès du Trias supérieur dans les Dinarides méridionales	61
» 19	Esquisse géologique de la région des Monts du Vourinos	68
» 20	Trois coupes du Zygosti et du chaînon de Vigla ;	70
» 21	Coupe de l'Haliakmon au Zygosti, par les collines de Krapa et le Vourinos	76
» 22	Coupe d'ensemble de la vallée de l'Haliakmon sous le mont Vounassa	88
» 23	Détail du lit de l'Haliakmon	88
» 24	Coupe du Potamouli et du vallon en face de Périvolaki	95
» 25	Coupe du ravin de l'Avomintsa	96
» 26	Faciès lithologiques du soubassement des ophiolithes de part et d'autre du sillon méso-hellénique	97
» 27	Coupe théorique, sur l'emplacement du Pinde, au Jurassique supérieur, avant les épanchements ophiolithiques	98
» 28	Coupe théorique des épanchements ophiolithiques	98

		Pages
Figure 29	Profil de Dastak Lophos (Mts Askion)	104
» 30	Extension minimale et épaisseur de l'épanchement ophiolithique à la hauteur du Pinde septentrional	105
» 31	Les alignements ophiolitiques dans les Dinarides méridionales	106
» 32	Schéma de la disposition du Crétacé et des faciès du Céno- mano-Turonien dans le détroit de Kozani et la portion NE du sillon méso-hellénique	115
» 33	Coupe du Crétacé transgressif de Scafidi	118
» 34	Croupes cénomaniennes vers le centre du détroit de Kozani	120
» 35	Coupe W-E de la table crétacée de Pournari	122
» 36	Coupe du Crétacé dans le chaînon de Vigla à la hauteur du Vourilakkos	123
» 37	Monts Lakmon. Coupe de la vallée de Khaliki et de la crête de Gutra Mara	129
» 38	Le pointement de Tsouca (1726m)	130
» 39	Esquisse géologique de la région comprise entre Metsovon et Miléa, montrant la disposition des pointements crétacés et leur imbrication avec les fenêtres de Flysch	133
» 40	Disposition des pointements d'Orliakas et de Strivo.	135
» 41	Coupe de l'extrémité SE d'Orliakas	136
» 42	Coupe de l'extrémité NW de Strivo	137
» 42a	Coupe théorique du Pinde et des régions voisines au Crétacé inférieur	140
» 42b	Coupe théorique du Pinde et des régions voisines au Crétacé supérieur	140
» 43	Couches détritiques post-crétacées dans le centre du chaînon de Vigla	149
» 44	Couches détritiques éocènes au S du Pournari	149
» 45	Esquisse géologique du «golfe» de Krania	152
» 46	Coupe schématique à travers le golfe de Krania	153
» 47	Le Flysch au NE des Monts Lakmon	156
» 48	Termes supérieurs du Flysch du Pinde dans les écailles au NW de Metsovon	157
» 49	Coupe de la base de l'Oligocène à Mejdan Kerasia	172
» 50	Coupe SW-NE de la série oligo-miocène du Sillon dans le secteur des monts Voïon	180
» 51	Disposition des formations lacustres plio-quaternaires	194
» 52	Essai d'une esquisse simplifiée des zones isopiques-tecto- niques de la péninsule hellénique	201
» 53	Schéma structural du versant SW du Pinde septentrional	213
» 54	Profil transversal du Mitsikéli	214
» 55	Profil transversal du Driscos	214
» 56	Profil longitudinal du massif de Tymphé	217
» 57	Profil transversal du massif de Tymphé.	218
» 58	Succession théorique des terrains au NE de la faille de Gamila	221

Figure 59	Coupe de Zagoria au N de la vallée du Metsovitikos . . .	229
» 60	Coupe des premiers contreforts des monts Lakmon au SE du Metsovitikos	229
» 61	Coupe semi-schématique des monts Lakmon au S du Péristéri	229
» 62	Schéma structural du Pinde septentrional	234
» 63	Coupe indicative W-E à travers les faisceaux orientaux du Pinde méridional	235
» 64	Détail du contact Flysch-ophiolithes au N du Dokimi . . .	235
» 65	Coupe allant du Flysch du synclitorium du Dokimi à la fenêtre du haut-Pénée par le ravin du Baltas	236
» 66	Coupe N-S passant quelques km à l'E de la précédente. . .	236
» 67	Coupe du faite du Pinde passant au N du Zygos	244
» 68	Coupe du secteur central au NW de la vallée du Miléotikos. .	255
» 69	Coupe du secteur du Smolika	255
» 70	Coupe schématique du pointement calcaire de Strivo . . .	255
» 71	Coupe transversale du SE de la barre d'Orliakas	255
» 72	Coupe schématique d'ensemble, depuis le massif de Tymphé, à l'W, au massif pélagonien, à l'E, par le Pinde septentrional	274
» 73	Profil transversal de la vallée de l'Haliakmon vers les collines de Krapa	279
» 74	Profil transversal des formations glaciaires au N du Vounassa	280
» 75	Réseau hydrographique du sillon méso-hellénique en Macédoine	283
» 76	Bordure SW du sillon méso-hellénique: profil de la vallée du Vénétikos. Figure superflue, supprimée	288
» 77	Liserés et pseudo-liserés dans une troctolithe	308

AVANT - P R O P O S

C'est avec enthousiasme que j'entrepris, sur une suggestion de mon maître J. BOURCART, l'étude d'une des rares régions d'Europe qui fut demeurée à l'écart de toute recherche géologique, celle du Pinde septentrional.

Cet enthousiasme ne fut pas déçu. Je trouvai un pays vierge, qui n'avait subi aucune des atteintes de la civilisation. J'y menai, pendant de longs mois, la vie du géologue solitaire, souvent rude, souvent adoucie par des contacts humains avec une population de bergers, aimable, hospitalière et vigoureuse.

Cheminant toujours à pied dans ces montagnes où n'existait encore aucune route, la période d'exploration, à elle seule, fut longue. Chaque crête dissimulait l'inconnu ; et chaque col franchi révélait l'ampleur et la difficulté des problèmes à résoudre.

Si cette partie du Pinde avait été laissée de côté par un explorateur aussi hardi et entreprenant que A. PHILIPPSON, par un chercheur aussi patient que C. RENZ, c'est sans doute dû en partie à ce qu'au-delà de la grande vallée transversale du haut-Pénée, un monde nouveau et déroutant s'offre aux yeux des géologues venus du S de la péninsule hellénique. Les structures et les successions relativement régulières des chaînons méridionaux font place soudainement à de grandes masses de roches éruptives basiques, aux contours irréguliers, dont la forêt souligne la monotonie, et que n'interrompent de place en place que des klippes calcaires de faciès variés.

En présence d'un tel terrain, il fallait chercher à comprendre ces structures, à saisir les processus qui avaient pu y conduire ; afin de situer cette chaîne dans son cadre naturel, je fus conduit à étendre mes recherches aux régions voisines, également inconnues. Par cet effort, sans doute prématuré, en vue de trouver une explication aux faits que nous offre la Nature, par cette propension à élargir un sujet qui était déjà vaste, ce travail porte encore, malgré le retard qu'imposa à son achèvement l'interruption de onze années due à la guerre et à ses suites locales, la marque de ce qu'il fut à l'origine, une oeuvre de jeunesse. Tel qu'il est, avec toutes ses imperfections, je ne peux que souhaiter qu'il soit à l'origine d'autres recherches plus fructueuses, et qu'il ait au moins le mérite de poser les problèmes.

Si mon travail sur le terrain fut presque toujours solitaire - et je dois dire que l'échange et la confrontation des idées sur place me manqua beaucoup - il n'aurait jamais pu être mené à bien sans l'aide et la confiance qui me furent prodiguées. Et je dois, en tout premier lieu, adresser le témoignage de ma profonde gratitude à mes maîtres, les Professeurs LUTAUD et BOURCART dont l'affection, le soutien effectif, les suggestions et les critiques toujours fécondes ne m'ont jamais fait défaut ; à M. le Professeur MITZOPOULOS, de l'Université d'Athènes, qui me reçut toujours de la manière la plus chaleureuse, soutint mes efforts de sa grande autorité, puis me fit l'honneur d'accueillir cette étude dans la Revue qu'il dirige et ne ménagea ni son temps ni ses efforts durant son im-

pression. Et je dois, ici, une mention particulière à M. ATHANASSIADIS-BODOSAKIS dont la contribution désintéressée permit la publication d'un ouvrage de cette dimension accompagné d'une carte en couleurs. De son côté, M. ZACHOS, Directeur de l'Institut de Géologie et de Recherches souterraines d'Athènes, obtint pour moi l'aide essentielle que pouvait me fournir cet organisme, aide sans laquelle je n'eus pu reprendre mes recherches dans les années difficiles qui ont suivi le rétablissement de la paix en Grèce; je suis heureux de lui adresser ici, ainsi qu'aux membres de la Commission qui dirige ce Service, mes plus sincères remerciements.

Et comme d'autre part, c'est grâce au Centre National de la Recherche Scientifique que j'ai pu me consacrer à ce travail, il apparaîtra comme le fruit, certes bien modeste, des affinités traditionnelles et effectives qui unissent, sur le plan culturel, la France et la Grèce.

Bien d'autres collaborations me furent prodiguées sans mesure.

Que Madame JÉRÉMINE qui m'a initié aux techniques du microscope polarisant et a maintes fois examiné mes plaques minces, trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Ma gratitude va également à tous ceux qui m'ont aidé et éclairé au cours de mes recherches; à M. le Professeur JUNG qui voulut bien discuter avec moi des problèmes de Pétrographie; à M. le Professeur BARRABE qui accepta de faire partie de mon Jury; à M. le Professeur GLANGEAUD qui, d'abord de loin, à l'occasion du Congrès d'Alger, puis au cours de contacts fréquents, m'accorda de stimulants encouragements; à M. MARIE qui examina et détermina ma microfaune avec une patience et une amabilité jamais en défaut; à M. PATUREAU qui réalisa les analyses chimiques de roches; à Mlle DAVI qui voulut bien relire la partie pétrographique et vérifier ou compléter certaines mesures minéralogiques; à M. RAVIER qui m'a amicalement entraîné à l'usage de la platine de Fedorow; à tous ceux qui examinèrent et déterminèrent mes fossiles: Mlle S. GILLET, Mme TERMIER, Mme FREINEX, Mlle DROT, Mlle MONGIN, M. l'Abbé LAVOCAT, M. ALLOITEAU, M. SORNAY, M. CHAVAN, M. CHEVALIER, M. BRÉBION, M. ROMAN et à M. ROGER, Directeur du Centre d'Etude et de Documentation Paléontologique auquel plusieurs de ces chercheurs appartiennent; à tous ceux qui ont participé au travail technique: aux dessinateurs, MM. HUBERT et SVERKIOU, à Mme FARDOULIS qui dactylographia une grande partie du manuscrit en me faisant, à l'occasion, d'utiles critiques; à ma femme, enfin, qui m'a suivi dans mes courses, mais qui, plus souvent, hélas, a accepté de longues séparations, puis m'a assisté de tout son dévouement au cours de la rédaction.

Au moment où ce travail s'achève, je tiens à rappeler la mémoire de mon ami François REYMOND, mort en montagne, à qui je dois, ainsi qu'à son frère André, de m'être consacré à la Géologie.

Quittant le passé pour me tourner vers l'avenir, je suis heureux d'associer à ce travail mon collègue et ami Jean AUBOUIN, qui vint avec moi sur le terrain et qui a entrepris, comme aussi, plus récemment, Paul CELET, de continuer à travailler dans les rudes montagnes de la Grèce.



Ph. Cap. Paparodou

Massif de Tymphé : les gorges de l'Aoos.

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION ET GÉNÉRALITÉS

CHAPITRE I

DESCRIPTION GÉOGRAPHIQUE

Position de la région étudiée

La région qui fait l'objet de cette étude se trouve dans la partie N de la péninsule hellénique, dans la zone où celle-ci s'enracine dans le massif compact des Balkans.

Elle s'inscrit dans un quadrilatère d'environ 110 km de côté, axé sur le 40^{ème} parallèle et se trouvant à égale distance de la Mer Egée et de la Mer Ionienne, tout près de la frontière albano-grecque (fig. 1).

Ainsi située, cette région est traversée obliquement par de grandes unités orographiques qui sont orientées à peu de chose près NW-SE (fig. 2).

- au SW, par l'extrémité NW de la chaîne du Pinde, que l'on a pris l'habitude d'appeler «Pinde septentrional» ;
- dans sa partie médiane, par une région relativement déprimée toujours allongée suivant la même direction NW-SE et qui, venant d'Albanie, débouche au SE dans un diverticule de la Plaine de Thessalie ;
- au NE, par une nouvelle chaîne, plus étroite et moins élevée que le Pinde septentrional mais dont le point culminant dépasse néanmoins 2.000 m.

Tout contribue à souligner la position centrale de cette région : elle se trouve à cheval sur trois grandes provinces, l'Épire, la Macédoine et la Thessalie, ainsi que sur trois bassins versants, ceux de la mer Adriatique, de la mer Ionienne, de la Mer Egée ; enfin les principaux fleuves de cette partie de la péninsule des Balkans y prennent leur source (fig. 1 et 2) ; cinq d'entre eux divergent à partir du Pinde septentrional ; ce sont :

— l'*A o o s* qui, sous le nom de Voiousa, traverse une partie de l'Albanie et se jette dans l'Adriatique ;

— l'*A r a k t h o s* (anciennement Artinos) qui aboutit à la mer Ionienne dans le golfe d'Arta, ou Ambrakia ;

— l'*A c h e l o o s* (anciennement Aspropotamos) qui, se dirigeant vers le S, draine une bonne partie du Pinde méridional jusqu'à l'entrée du Golfe de Corinthe ;

— le *P é n é e* (anciennement Salamvrias) qui, contournant l'Olympe par le S, draine toute la plaine de Thessalie et se jette dans la Mer Egée ;

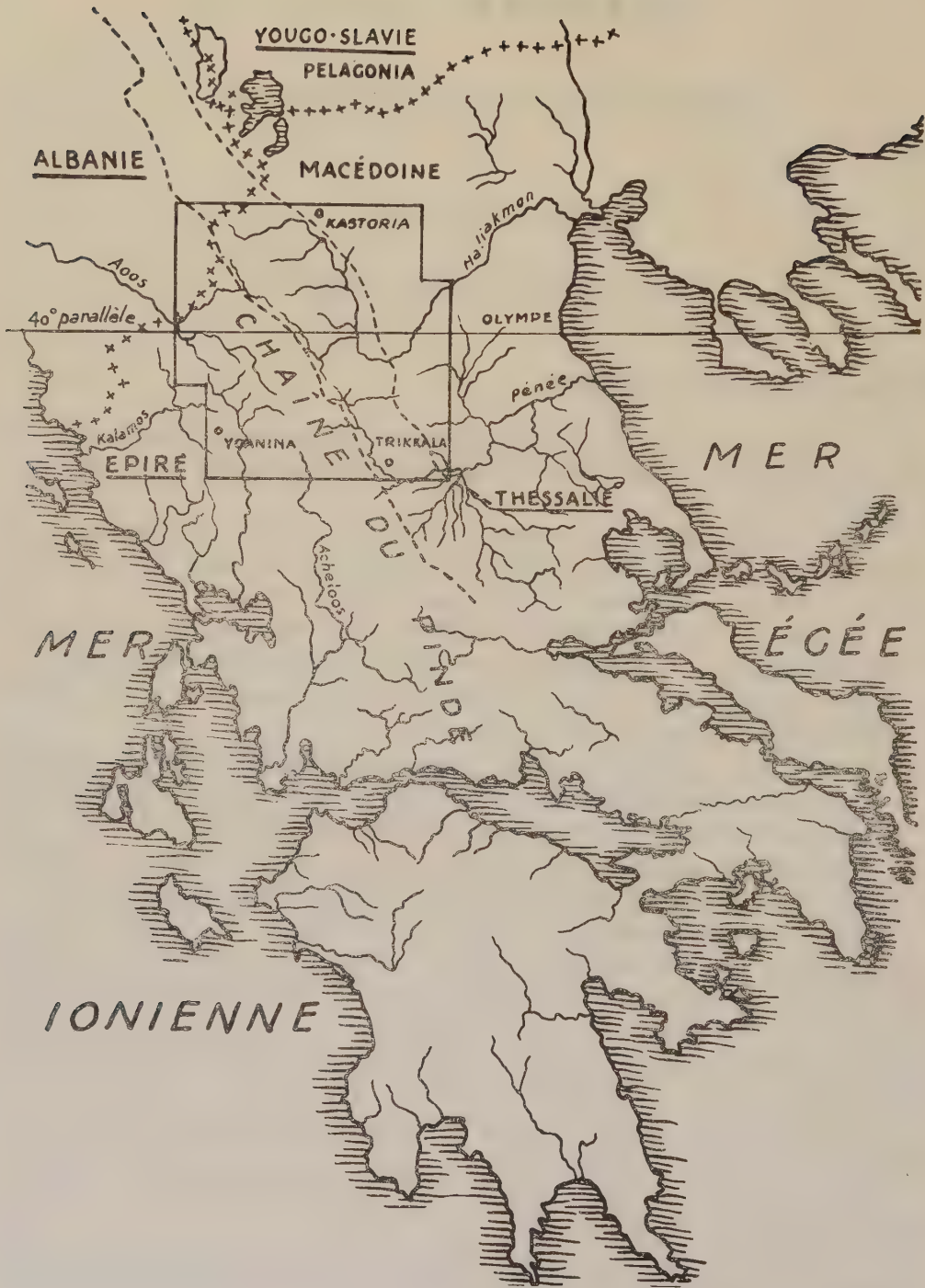


Fig. 1. Position de la région étudiée dans la Péninsule hellénique.

—l'**H a l i a k m o n** (anciennement **Vistritsa**) qui contourne l'Olympe par le N et se jette dans le golfe de Thessalonique.

Deux autres cours d'eau, l'Ossum et le Devoli prennent leur source immédiatement au-delà de la frontière albanaise.

Quelques villes jalonnent le pourtour de cette région : au SW, Yanina, la capitale de l'Epire, au SE, Trikkala, à l'entrée de la plaine de Thessalie ; à l'E, Kozani, au N, Kastoria ; enfin, au NW, à deux pas de la frontière albanaise, l'agglomération moins importante de Konitza.

Justifications du choix de ces limites.

L'objet initial de cette étude, suggéré par le Professeur J. BOURCART, était le Pinde septentrional. Cette partie de la chaîne était en effet demeurée presque inexplorée et sa constitution géologique, où dominent les roches éruptives ultra-basiques, posait des problèmes particuliers, très différents de ceux que présente le Pinde méridional, mieux connu d'ailleurs, grâce surtout aux travaux de A. PHILIPPSON et C. RENZ.

Les limites méridionales de ce travail se trouvèrent donc fixées aux premiers contreforts du Pinde méridional, de manière à inclure la zone de contact entre celui-ci et le secteur si différent du Pinde septentrional.

Vers le SW, la limite était évidente, car avec la longue crête du Mitsikéli commence la région des plis réguliers de l'Epire occidentale, déjà assez bien connue.

Vers le N, des facteurs politiques limitaient la progression, la région frontière du Grammos ayant été, en ces années troublées, peu propice aux recherches géologiques. Il en résulte qu'un blanc existe entre notre région et la partie méridionale, relativement plus étudiée, de l'Albanie.

Vers le NE, au contraire, le champ d'exploration demeurait illimité et je réalisai graduellement qu'il était impossible de comprendre tant soit peu la constitution très complexe du Pinde septentrional sans considérer celle des régions nord-orientales, encore très mal connues. Je parvins ainsi à la lisière des massifs anciens de Macédoine occidentale et de Thessalie (Olympe) ; l'étude de ces massifs ne pouvait être entreprise, mais celle de leur couverture secondaire pouvait éclairer leurs rapports avec la chaîne tertiaire du Pinde septentrional.

La région étudiée est donc devenue assez vaste, trop vaste sans doute pour les efforts d'un seul chercheur, puisqu'elle englobe près de 10.000 km² dans une contrée où les voies de communication commencent seulement à pénétrer. S'appliquant à une région moins étendue, ce travail eut sans doute été moins imparfait. Mais par contre, l'extension des limites a pu lui conférer un certain intérêt théorique, du fait que s'y trouvent assemblées la chaîne tertiaire, la bordure des massifs anciens et une région intermédiaire. On pouvait donc espérer retracer l'histoire complète de l'orogénèse de la chaîne tertiaire. C'est à cette tâche que je me suis appliqué, mais nul n'est plus conscient que moi-même de la disproportion entre cette ambition et les résultats obtenus.

Toponymie.

Le terme de Pinde ne semble pas avoir été étendu, dans l'antiquité, au Pinde septentrional, si différent du reste de la chaîne. Cependant, l'usage en est maintenant définitivement établi et les cartes grecques les plus récentes (1/200.000 de l'E. M. hellénique) distinguent le Pinde septentrional (Vorios Pindos), qui s'étend depuis le Grammos jusqu' au Zygos (col du Zygos), du Pinde méridional (Notios Pindos) qui se poursuit, par le Pinde d'Étolie, jusqu' au golfe de Corinthe.

De nombreux noms de lieux ont été changés durant les dernières décades, tantôt afin de revenir à des noms courants de l'Antiquité (l'Aspropotamos devenant à nouveau l'Acheloos), tantôt afin de donner des noms grecs à des lieux qui avaient été baptisés lors des lointaines invasions slaves ou, plus récemment, sous la domination turque. Je me conformerai toujours à l'usage établi par les dernières cartes helléniques, en particulier par la carte au 1/200.000 de l'État Major. Dans certains cas, très rares, j'ajouterai entre parenthèse le nom ancien, lorsque celui-ci aura déjà été mentionné dans la littérature géologique.

En ce qui concerne l'orthographe des noms, je me contenterai généralement de transcrire en français, phonétiquement, les lettres de l'alphabet grec. Il faut noter qu'en Grec, les doubles lettres *o i* et *e i* se prononcent *i*, et c'est ainsi qu'elles seront transcrites, tandis que *a i* deviendra *é*. Lorsque certains noms ont une traduction traditionnelle en français comme *Pénée* pour *Piniós*, c'est ce nom français qui sera utilisé.

Description géographique de la région.

J'ai indiqué, tout au début de ce chapitre, les principales unités orographiques qui traversent obliquement la région que nous allons étudier; j'en ai énuméré les principaux cours d'eau et les agglomérations les plus importantes. Cette région étant très mal connue, il me paraît indispensable d'en donner une description un peu plus détaillée afin de familiariser le lecteur avec les lieux qui seront constamment mentionnés dans la suite de cette étude (fig. 3 et 4).

Nous entreprendrons donc un petit voyage d'exploration et, comme on devait le faire aux temps peu éloignés où la route qui relie Yanina à Trikkala (et par là au reste de la Grèce) n'était pas encore construite, nous aborderons cette région par la Mer Ionienne, par le petit port de Prévéza, qu'une route relie à la capitale de l'Épire, distante d'environ 80 km.

En traversant en biais les chaînes de l'Épire, on en obtient une impression succincte mais correcte: de hautes montagnes calcaires, allongées NW-SE, dénudées, grises, souvent escarpées, sont séparées par des vallées occupées par une formation plus tendre, plus sombre, bien stratifiée. Cette formation, dont il sera beaucoup question par la suite est le Flysch.

Par un col peu élevé, on débouche sur le lac et la ville de Yanina. Ils se trouvent dans un bassin allongé de type karstique, car il est creusé dans les calcaires et non dans le Flysch; aussi, le trop plein du lac se déverset-il



Fig. 3. Le relief de la région étudiée.

dans quelques gouffres ou «Katavothres» dont le principal se trouve à 10 km au NW, au delà d'une plaine verte, parfois marécageuse.

Yanina est bâtie sur la rive SW du lac, au niveau d'une presque île escarpée qui porte la citadelle d'Ali Pacha, flanquée de ses deux fins minarets. La ville s'est beaucoup développée récemment dans sa partie haute, tandis que vers le lac les rues évoquent encore les temps révolus où Yanina était la capitale d'une province presque entièrement coupée du reste du monde; les artisans y sont encore groupés par rues: joailliers, célèbres par leur travail de l'argent et leur filigrane, marteleurs de cuivre et d'étain, selliers, bottiers, etc., travaillent les uns à côté des autres dans leurs échopes ouvertes sur la voie publique, lui donnant un aspect animé et pittoresque; dans les boutiques très nombreuses — car Yanina est le marché de toute l'Épire — les étoffes tissées à la main voisinent maintenant avec celles importées de «l'Europe».

Sur la rive opposée du lac, au-delà d'une petite île boisée, se dresse, tel un mur gris, la longue crête du Mitsikéli. Cette montagne, où aucune saillie n'arrête l'oeil, conserve une altitude très uniforme — environ 1800 m — jusqu'à son extrémité SE, où, à l'aplomb de l'angle oriental du lac de Yanina, elle s'abaisse brusquement pour faire place à une croupe de 1000 m d'altitude que nous appellerons la croupe du Driscos. Par-delà cette croupe, que franchit la nouvelle route qui mène à Trikkala, on aperçoit, de la ville, le faite dentelé des monts Lakmon, le premier chaînon du Pinde méridional.

Si l'on désire obtenir une vue d'ensemble sur le versant occidental du Pinde, il faut renoncer à suivre la route rationale et escalader (comme je fis lors de mon premier jour sur le terrain) les pentes arides du Mitsikéli.

Du haut de cette crête, qui est d'ailleurs assez plane et parsemée de petites dolines, le regard peut embrasser pour la dernière fois, par delà le lac tranquille et sa petite ville, que l'on domine de 1300 m, les montagnes de l'Épire qui se succèdent, en plans parallèles, jusqu'aux lointains bleus, débordant aux yeux la Mer Ionienne.

Vers l'E, le Pinde présente un tableau très différent, infiniment plus sombre et plus tourmenté. Au lieu des crêtes calcaires, de gros massifs couverts de forêts, aux sommets rouge-sombre, ferment l'horizon: ce sont les roches ultra-basiques, dites aussi roches vertes ou ophiolithes qui forment le faite du Pinde septentrional.

A gauche et à droite, au NW et au SE, se dressent des massifs calcaires, non plus linéaires comme ceux de l'Épire, mais massifs et profondément découpés par l'érosion.

Au pied même du versant NE, fort abrupt, du Mitsikéli s'étend une vaste dépression quadrangulaire, large d'une quinzaine de kilomètres et longue de 30, très boisée, mais aussi ravinée en tous sens par d'innombrables torrents qui font apparaître la roche grisâtre dans laquelle on peut reconnaître immédiatement le Flysch des vallées de l'Épire.

Cette région déprimée, encadrée de montagnes, est dite Zagoria¹; c'est une dépression toute relative puisque les crêtes s'y maintiennent entre

1. Mot d'origine slave signifiant «derrière la montagne».

900 et 1500 m et que le ravinement actif a donné lieu à un paysage très accidenté et difficile à parcourir, sauf le long de certaines lignes de relief.

La plus grande partie de Zagoria est drainée par des affluents de l'A r a k t h o s, lequel s'échappe vers le S et franchit la croupe du Driscos en des gorges impraticables. Une petite partie de Zagoria est drainée par des affluents de l'Aoos.

Les nombreux villages de Zagoria se sont installés sur d'anciennes terrasses, à l'abri du ravinement actuel; leurs maisons, bien construites sont entourées de jardins et d'arbres fruitiers; leurs rues dallées s'ornent parfois de fontaines couvertes où l'eau vive coule dans des auge en pierre taillée. ¹

Parmi ces villages, les plus orientaux, et les plus proches de l'axe du Pinde, ont une population koutsovalaque, (localement v l a k h) ou arroumène qui parle, outre le grec, ce dialecte d'origine latine qui persiste en grands îlots dans toutes les montagnes de la péninsule balkanique. Cette différence linguistique n'empêche pas que les habitants de Zagoria forment une communauté solidaire, consciente de ses traditions, et d'un niveau culturel assez élevé (dans quelques maisons on m'a montré avec fierté une bibliothèque de famille contenant des livres anciens); ni pasteurs, ni cultivateurs, les originaires de Zagoria sont surtout des voyageurs, mais des voyageurs qui reviennent à leur village natal qu'ils ont alors le souci d'embellir. Sous le régime turc, cette région jouissait d'une relative indépendance.

Les deux montagnes calcaires qui barrent respectivement au SE et au NW la dépression de Zagoria, sont très différentes l'une de l'autre.

Au SE, les m o n t s L a k m o n présentent un relief tourmenté; du Mitsikéli, qui est moins élevé, ils apparaissent comme un monde à part, cantonné à plus de 2000 m d'altitude, comme une haute surface d'un gris lumineux, bordée de tous côtés par des pentes raides, et d'où s'élancent une quantité d'arêtes aiguës qui semblent se poursuivre à l'infini vers le SE. A partir du sommet le plus proche, le Péristéri (2294 m), qui a donné son nom à toute cette extrémité de la chaîne, divergent deux grands cirques entaillés par le ravinement récent, qui tous deux descendent jusqu'à la vallée du Metsovitikos, laquelle longe la limite entre le Flysch de Zagoria et la chaîne calcaire.

Vers le NW, les formes rectilignes et anguleuses du massif de Tymphé offrent un contraste frappant avec le relief agité des monts Lakmon. Sa surface pierreuse et blanche est inclinée vers Zagoria en même temps qu'elle remonte doucement vers le NE et elle se présente ainsi toute entière aux regards; elle est coupée, dans l'axe du pays de Zagoria, par un formidable cañon légèrement coudé, si étroit qu'on n'en peut apercevoir que la partie supérieure; sa profondeur est d'environ 1000 m: c'est le cañon du V i k o s.

A l'E du Vikos, la surface du massif s'élève graduellement jusqu'à un premier sommet, celui d'Astraka (2436 m) qui domine au NE un escarpement du pied duquel reprend la même pente régulière qui mène au sommet principal, le Gamila (2497 m). Du Mitsikéli, on ne peut que deviner l'abrupt de 2000 m

1. Le plus important et le plus beau de ces villages, Grévéniti, a été malheureusement détruit pendant l'occupation.

qui, du haut du Gamila, plonge vers le lit de l'Aoos lequel traverse l'angle N du massif de Tymphé (pl. 1).

Les massifs ophiolithiques, qui forment la faite du Pinde septentrional, et dont l'aspect sombre a été évoqué plus haut, paraissent commencer au niveau de l'angle NE des monts Lakmon, à peu près en face de la bourgade de Metsovon¹ qui, avec ses quelque 2500 habitants, est la plus importante de cette région; s'est souvent à partir de Metsovon que je situerai les lieux dont il sera question dans la suite de ce travail.

Les massifs ophiolithiques se poursuivent vers le NW, leur altitude se maintenant aux environs et un peu au-dessus de 2000 m. Au niveau de l'angle N de Zagoria, la crête s'abaisse jusqu'à 1600 m, et une bande de terrains plus clairs en partie déboisés, s'insère entre les masses sombres des roches éruptives: c'est là une langue de Flysch qui pénètre profondément l'intérieur des massifs ophiolithiques; deux villages s'y sont installés, celui de Vovoussa, sur l'Aoos et, sur le versant macédonien du Pinde, le gros village de pasteurs kou-tzo-valaques de Périvoli².

Au-delà de ce corridor de Flysch (nous l'appellerons «corridor de Périvoli») les crêtes ophiolithiques s'élèvent à nouveau jusqu'au sommet du Smolika (2636 m), le point culminant de la chaîne du Pinde, second sommet de la Grèce, après l'Olympe, qui fait face au Gamila, sur la rive droite de l'Aoos; c'est le seul sommet où des champs de neige persistent pendant tout l'été.

Nous avons donc situé les grands traits du relief sur le versant SW du Pinde septentrional. Pour en découvrir l'autre versant, il faut franchir le pays de Zagoria, ce qui représente pratiquement deux jours de marche: il faut traverser la vallée du Zagoritikos, suivre les premiers ravins souvent transformés en «bad-lands», gravir les pentes inférieures couvertes par le maquis de chênes nains, puis, à travers la forêt de sapins, atteindre la zone des villages et des bois de hêtres aux clairières herbues: vers l'angle oriental de Zagoria les villages sont dominés par de grands escarpements gréseux qui limitent, vers 1400 m, une petite région dont les formes douces, les grands prés humides entourés de collines boisées, sont inattendus: c'est la haute vallée de l'Aoos, véritable surface fossile, dite Politsès³ qui donne une idée de ce que put être ce pays avant qu'il ne subit les atteintes de l'érosion violente des affluents de l'A-rakthos. (Pl. XI fig. 1 et 2).

1. C'est en face de Metsovon que se trouve le Zygos, col qui sépare la vallée du Metsovitikos de celle du Pénée. La route nationale de Yanina à Trikkala, la seule qui franchisse la chaîne du Pinde, contourne la cirque du Metsovitikos et passe un peu au N du Zygos, au col de Katara (1704 m). Notons en passant que le mot «Zygos» signifiant col ou tout au moins passage facile entre des montagnes, l'expression «col du Zygos» constitue un pléonasme.

2. Ce beau village qui possède une place en terrasse dominant le ravin et plusieurs églises, se relève rapidement de la destruction presque totale qui l'a atteint pendant la guerre de 1939—1945.

3. Pluriel de Poulitza, divers villages possédant une partie des Politsès. «Poulitza» est à rapprocher de «Polje», plaine.

De la crête ophiolithique du Mavrovouni qui domine à l'E les Politsès, on obtient une vue d'ensemble sur toute notre région.

Les massifs ophiolithiques apparaissent ici sous leur véritable jour, formant non une crête unique, mais un ensemble montagneux large, au N du Mavrovouni, de près de 30 km, profondément découpé par les affluents de l'Aoos d'une part, de l'Haliakmon et du Pénée de l'autre. Cette région couverte de forêts est la plus sauvage du Pinde. Les villages sont espacés et jalonnent — à l'exception d'un seul — la périphérie des roches éruptives; plusieurs d'entre eux abritent une population de pasteurs koutzo-valaques transhumants et ne sont peuplés qu'en été. Les plus importants sont Samarina (1.500 habitants, 1.500 m d'altitude), Périvoli, Avdéla.

Si l'on se tourne vers le S, on aperçoit les trois faisceaux calcaires du Pinde méridional.¹ A l'W, les monts Lakmon, décrits plus haut. De ce nouveau point de vue, leur relief apparaît encore plus tourmenté; de profonds ravins entaillent son flanc oriental (Pl. V fig. 1) et des crêtes aiguës se poursuivent à perte de vue, évoquant les vagues d'une mer agitée soudainement figée.

Vers l'E, les calcaires des monts Lakmon font place à une région très boisée, découpée de nombreux ravins qui se rassemblent vers le S pour former la vallée de l'Achéloos; à l'E de cette zone, où l'on peut reconnaître le Flysch, s'élève une nouvelle chaîne calcaire au profil assez régulier: c'est le faisceau du *Tringua*² (2204 m).

Plus à l'E encore, une troisième chaîne calcaire domine immédiatement la plaine de Thessalie: c'est celle du Kerkétion (1901 m) plus connue sous le nom de Kotsiakas.

Vers le SE, le regard prend en enfilade la longue vallée du haut-Pénée, qui débouche dans la plaine de Thessalie dont on entrevoit une petite partie. A l'orée de la plaine, on distingue avec peine de petites tours noirâtres: ce sont les fameux piliers naturels des Météors (Pl. IX fig. 3) aux sommets desquels sont juchés de nombreux monastères. Si imposants qu'ils soient lorsqu'on les voit de près, ces piliers paraissent bien petits dans ce vaste paysage: c'est pourtant en les observant avec ce recul de quelque 50 km qu'on apprécie le plus correctement leurs dimensions et qu'ils apparaissent pour ce qu'ils sont: les restes d'un ancien cône de déjection déchiqueté par l'érosion.

Vers le NE — vers la Macédoine —, par-delà les croupes sombres des roches éruptives, de larges étendues aux tons plus clairs s'offrent aux yeux. Une grande région déprimée bordée au NE par une nouvelle chaîne de montagnes, vient du NW et débouche au SE dans la plaine de Thessalie: c'est le grand sillon tertiaire que j'ai appelé (1952) *sillon méso-hellénique*.³

La région comblée par les sédiments tertiaires (surtout oligocènes et

1. On ne peut assez insister sur le contraste entre Pinde Méridional et Pinde Septentrional. Ce sont deux chaînes totalement différentes d'aspect, qui n'ont de commun que de former une seule immense barrière entre les deux versants de la Péninsule hellénique.

2. Prononcer *Trinnguia*.

3. Voir au chapitre VI (2e partie) l'histoire des dénominations de ce Sillon.

miocènes) ne correspond pas uniformément à une dépression topographique. On aperçoit vers le N des hauteurs régulières, limitées au SW par des abrupts jaune clair et se raccordant doucement au reste du Sillon vers le NE et le SE: ce sont les m o n t s V o ï o n (1802 m) dont la structure isoclinale apparaît au premier coup d'oeil (Pl. VIII fig. 4).

Au droit du Mavrovouni se trouve la partie la plus déprimée du Sillon: c'est le b a s s i n d e G r é v é n a; la petite ville de ce nom est, par sa position centrale, le marché naturel de cette région de cultures. Nous nous en servirons souvent comme origine afin de situer les localités des alentours.

Entre le bassin de Grévéna et la plaine de Thessalie s'élèvent des collines boisées, peu élevées: ce sont les K h a s s i a. L'Haliakmon qui, depuis les abords de la frontière albanaise, avait emprunté le bord NE du sillon méso-hellénique, paraît avoir été arrêté par ce faible obstacle; opérant un coude brusque vers le NE, il s'est frayé un cours très encaissé à travers la chaîne de montagne qui borde le Sillon de ce côté.

La distance d'une soixantaine de km qui sépare cette chaîne du faite du Pinde septentrional est la plus favorable pour en obtenir une vue d'ensemble.

A son extrémité NW, on peut voir briller le lac de Kastoria (75 km au N du Mavrovouni); au N et à l'E de celui-ci s'élèvent des montagnes au relief assez indécis: nous verrons qu'il s'agit de schistes cristallins. Ceux-ci sont dominés au S par des montagnes calcaires dénudées, aux formes nettes mais singulièrement arrondies (Pl. II fig. 2) et d'un gris si pâle qu'on ne les distingue parfois de l'horizon brumeux que grâce aux grandes ombres des nuages qui les parcourent lentement.

Toute cette partie de la chaîne, schisteuse au N (depuis le col de Daouli ou Vlakho Klissoura, à l'E de Kastoria), calcaire au S (jusqu'à la vallée sèche de Porta où passe la route de Kastoria à Kozani) s'appelle les m o n t s A s k i o n; son point culminant est le Siniatsikon (2111 m).

Au SE des monts Askion, on perçoit à la fois des calcaires et de grosses masses sombres dans lesquelles on peut reconnaître les roches ultra-basiques. Ce sont les m o n t s d u V o u r i n o s (1866 m)¹ (Pl. II fig. 3). Ils se poursuivent vers le SE jusqu'aux gorges de l'Haliakmon que domine, dans un site qui ne manque pas de grandeur, le monastère de Zabordas (ou Zabourdo).

Les gorges de l'Haliakmon sont flanquées au SE par le m o n t V o u n a s s a (1615 m); au-delà de celui-ci s'étendent des hauteurs boisées et confuses, qui ne s'élèvent guère au-dessus de 1300 m; c'est la région cristalline des K a m v o u n i a qui se poursuit vers l'E, en prenant graduellement de l'altitude, jusqu'à l'Olympe, dont peut parfois -au lever du soleil- apercevoir, du Pinde, les trois dents si reconnaissables.

Contrairement aux Kamvounia, les monts Askion et ceux du Vourinos forment une chaîne définie ayant au plus 20 km de large. Au-delà de cette chaîne, se trouvent deux bassins déprimés: le plus septentrional, celui de Ptolémaïdes, est complètement fermé; l'autre, que nous appellerons bassin de Kozani-Servia (ces deux villes se trouvant respectivement sur ses bords NW et

1. Prononcé parfois «Bourinos».

SE), est actuellement drainé par l'Haliakmon, mais n'en a pas moins la même origine que le précédent : ce sont d'anciens bassins lacustres dûs aux effondrements pliocènes. Ils sont séparés par de modestes hauteurs calcaires sur lesquelles est bâtie la ville de Kozani.

Résumé

Nous avons acquis une idée d'ensemble de la constitution géologique des trois unités orographiques qui traversent notre région, du SE au NW. Nous pouvons aussi les situer par rapport au reste de la péninsule (fig. 4 à 8).

1) Au SW, le Pinde septentrional. Son axe est formé par les massifs ophiolithiques. Une limite nette, correspondant à l'apparition des roches éruptives ultra-basiques, le sépare du Pinde méridional, dont les chaînons calcaires, alternant avec des sillons de Flysch, se poursuivent au loin vers le S. A l'W du Pinde septentrional, outre le Flysch de la dépression de Zagoria, apparaissent des calcaires qui, à première vue, sont très différents de ceux du Pinde méridional et qui forment le massif de Tymphé et le Mitsikéli ; entre notre région et la Mer Ionienne, se succèdent les chaînes parallèles de l'Épire.

Ajoutons qu'au N du Grammos et de la frontière albanaise, on retrouve des massifs assez semblables à ceux du Pinde septentrional, mais mieux connus que celui-ci, grâce aux travaux de J. BOURCART et E. NOWACK ¹.

2) Dans la partie médiane, le sillon méso-hellénique, région généralement déprimée, allongée du NW au SE et comblée de sédiments tertiaires ou même quaternaires. Ce sillon est quasi rectiligne et se poursuit d'une part vers la Thessalie, d'autre part vers l'Albanie.

3) Les schistes cristallins caractérisent la zone que l'on atteint au NE du Sillon. Nous verrons en effet que si les schistes n'affleurent, dans notre région, qu'aux deux extrémités d'un axe montagneux constitué en grande partie de calcaires et d'ophiolithes, ces dernières formations n'en représentent que la couverture, alors que les terrains métamorphiques s'étendent largement en direction de la Mer Egée et du centre de la péninsule balkanique.

Ces massifs anciens sont coupés d'effondrements récents comblés par des dépôts lacustres ; deux de ces bassins se trouvent sur la limite orientale de notre région.

Nous désignerons fréquemment l'ensemble des régions situées au SW du sillon méso-hellénique sous le nom global de zones dinariques externes par opposition aux zones dinariques internes, situées au NE du Sillon. Ces termes seront définis dans la suite de ce travail.

1. ou NOVACK dans les plus anciennes publications de cet auteur.

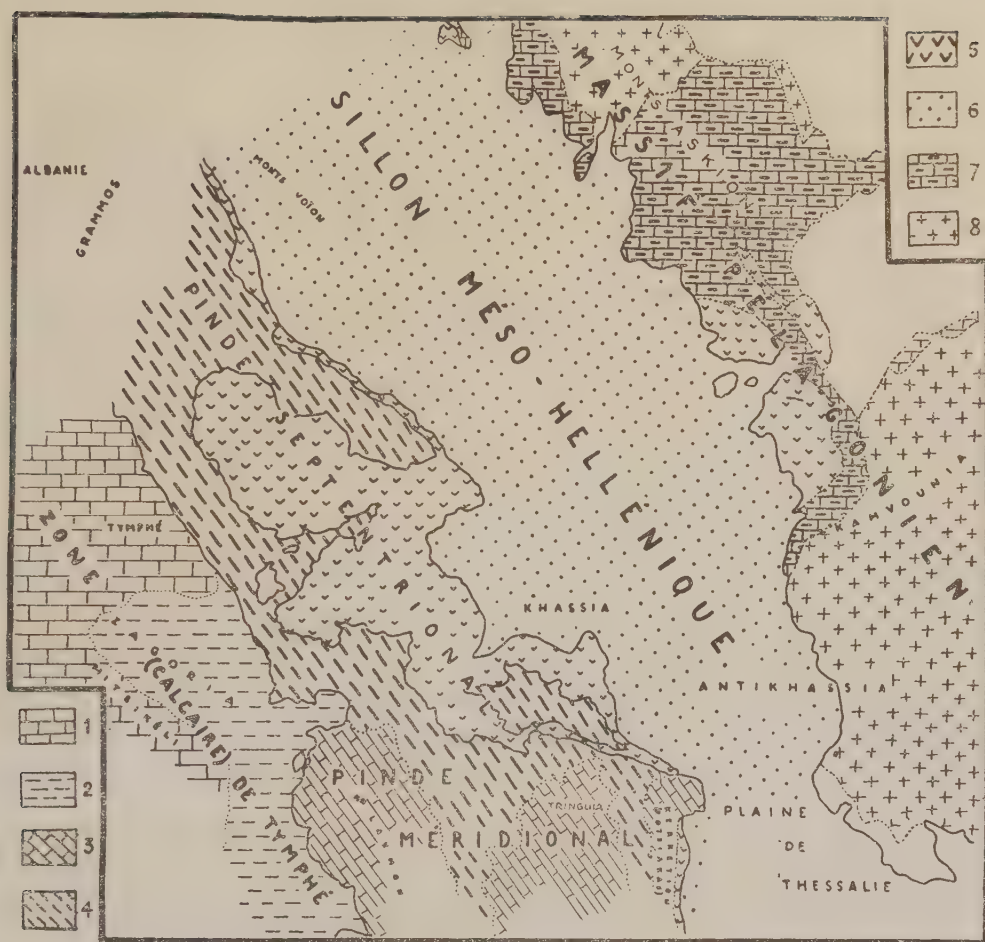


Fig. 4. Esquisse géologique de la région étudiée, montrant les quatre zones et les formations principales.

- 1 — Calcaires de la zone autochtone (zone de Tymphé)
- 2 — Flysch de la même zone.
- 3 — Formations mésozoïques de la chaîne du Pinde.
- 4 — Flysch de la même zone.
- 5 — Ophiolithes.
- 6 — Oligocène et miocène du sillon méso-hellénique.
- 7 — Couverture mésozoïque du massif pélagonien.
- 8 — Schistes cristallins du massif pélagonien.

CHAPITRE II

HISTORIQUE, BIBLIOGRAPHIE, CARTES.

Historique.

Si l'on s'en tient strictement à la région étudiée, l'énumération des travaux antérieurs sera assez brève. Je me bornerai ici à un rappel d'ensemble, car un exposé historique et critique détaillé se trouve en tête de chaque chapitre.

Les premiers voyageurs méritent une mention rapide. Citons BJORN-STAHLS (1779-1783) qui, dans ses «Lettres de voyage» mentionne pour la première fois les Météors; POUQUEVILLE qui fut consul de France à Yanina et nous laissa d'abondantes relations de ses «Voyages en Grèce» (1798-1801, chap. 73 et suivants); LEAKE, qui parcourut ces régions aux environs de 1805 (chapitres 6, 9, 39); HOLLAND, à qui l'on doit les premières observations géologiques (volume I, pages 309 et suivantes).

AMI BOUÉ et VIQUESNEL, qui, accompagnés de MONTALEMBERT, parcoururent, aux environs de 1838, toute la partie occidentale et centrale de la péninsule balkanique, furent les premiers voyageurs à faire de l'étude géologique leur principal objectif. Menant une vie semi-nomade, ils circulèrent à travers la plus grande partie de la Bosnie, de la Serbie, de l'Albanie et, franchissant le Pinde par le N, atteignirent Konitza et Yanina. Là, VIQUESNEL, malade, dut interrompre son voyage, tandis que ses compagnons poursuivaient le leur par la route du Zygos qui les menait en Thessalie puis en Macédoine occidentale.

Les observations d'AMI BOUÉ et de VIQUESNEL, consignées dans diverses communications à la Société Géologique de France et quelques publications de langue allemande, et surtout dans leurs ouvrages d'ensemble «La Turquie d'Europe» d'AMI BOUÉ (ainsi que dans ses «Detailbeobachtungen» publiés en 1869-1870) et dans le «Journal d'un voyage en Turquie d'Europe» de VIQUESNEL, sont remarquablement précises et on peut y glaner d'intéressantes indications. C'est souvent l'absence complète d'idées préconçues et d'esprit de système qui en font la valeur.

GORCEIX, en 1874, découvrit les terrains fossilifères du sillon méso-hellénique, que PHILIPPSON retrouva lors d'un premier voyage qui l'amena en 1890 jusqu'aux Météors.

En 1893, PHILIPPSON (qui avait déjà étudié le Péloponèse au cours des années 1887-1889) entreprit le grand voyage qui, par un itinéraire sinueux et se recoupant maintes fois dans l'Othrys et le Pinde méridional, le mena à nouveau dans ces régions partagées, à l'époque, par la frontière gréco-turque.

A partir de Trikkala, il fit un crochet dans la région cristalline des Kamvounia, traversa le sillon tertiaire le long de la crête des Khassia, explora les derniers chaînons du Pinde méridional, puis remonta le Pénée, franchit le Zygos pour redescendre vers Yanina en passant par Metsovon. Il ne fit donc

qu'effleurer la partie méridionale du Pinde septentrional dont il recueillit de loin une vision d'ensemble.

Les indications fournies par PHILIPPSON, tant dans la narration détaillée de ses itinéraires que dans ses résumés géologiques et dans sa carte au 1/300.000, sont extrêmement précieuses car il était un observateur de premier ordre en même temps qu'un esprit équilibré et synthétique. Ses observations sur la lisière du Pinde septentrional comptent sans doute parmi les moins exactes; il ne s'agissait en effet que d'un voyage rapide, presque d'une marche forcée, à travers un pays très différent de ceux qu'il avait vus jusque là; en outre les conditions météorologiques lui furent particulièrement défavorables: il franchit le Zygos couvert de neige (le 30 Avril) et, abandonné par son guide, il dut lutter pour extraire les mules des trous de neige où elles s'enfonçaient jusqu'au ventre.

En 1894, HILBER, venant du N, traversa le Pinde septentrional et en décrivit brièvement les principales formations; les roches éruptives, le Flysch, les calcaires du Mitsikéli; il parcourut à son tour les derniers chaînons du Pinde méridional, les Kamvounia et la partie macédonienne du sillon méso-hellénique où il recueillit des fossiles qui furent étudiés par PENECKE (1896) tandis que ceux qu'avait trouvés PHILIPPSON étaient étudiés par OPPENHEIM (1894).

Les régions explorées par PHILIPPSON et HILBER empiétaient l'une sur l'autre et de vives polémiques s'engagèrent sur des sujets variés: âge des ophiolithes, du Flysch, des calcaires; présence ou non de superpositions anormales, directions des plis dans les régions cristallines, etc... Pour plusieurs de ces points, on peut dire aujourd'hui que ce fut PHILIPPSON qui serra du plus près la réalité.

La petite étude de ROLLEY et de De VISME (1912) contient quelques indications très sommaires et une carte géologique dont le seul mérite est d'être la première et jusqu'à présent l'unique tentative visant à une représentation de la constitution géologique du Pinde septentrional.

C. NICULESCU, qui fut, jusqu'en 1939, Professeur au Collège de Grévena, est le seul auteur qui entreprit des recherches un peu détaillées sur la structure du Pinde septentrional, plus précisément sur les régions voisines des villages de pasteurs koutzo-valaques (Périvoli, Samarina, etc...). Les résultats de ses observations dans le Pinde, dans certaines vallées de l'Épire, sur le Tertiaire du Sillon et les glaciations du Smolika, ont fait l'objet de plusieurs notes à l'Académie Roumaine (1914-1915, 1926).

C. RENZ, qui consacra la majeure partie de sa vie (depuis 1903) à l'étude de la stratigraphie des Dinarides helléniques, traversa, en 1929, les derniers chaînons du Pinde méridional (Kerkétion, Tringuia, monts Lakmon); il en mit à jour la stratigraphie et esquissa les grandes lignes de leur structure. Cependant, le Pinde septentrional, le sillon méso-hellénique et les massifs montagneux à l'E de celui-ci, restèrent toujours en dehors de ses recherches; ces régions ne sont que mentionnées dans sa «Tektonik der Griechischen Gebirge» qui est jusqu'à présent le seul ouvrage d'ensemble sur la péninsule et l'archipel hellénique.

Il faut enfin mentionner les études morphologiques de G. MISTARDIS, en Épire (1935) et une note de G. PARASKEVOPOULOS sur les péridotites et les gabbros du Smolika (1948).

Tout récemment (1953) parut une étude de K. ZACHOS sur le Vourinos, qui, bien qu'axée sur les gisements de chromite, contient d'utiles indications sur les roches éruptives.

Si les travaux qui concernent directement notre région sont peu nombreux, il n'en a été que plus nécessaire de faire appel aux connaissances accumulées par les chercheurs qui ont travaillé dans les régions voisines.

En ce qui concerne le reste de la péninsule hellénique, nous devons constamment nous appuyer sur les études stratigraphiques de C. RENZ, ainsi que sur celles de C. KTENAS et M. MITZOPOULOS; d'autre part, les diverses zones que nous rencontrerons se poursuivent vers l'Albanie et la Macédoine yougoslave, et nous pourrions nous guider sur les observations qu'y ont effectuées deux générations de savants parmi lesquels il faut citer tout de suite J. CVIJIC, J. BOURCART, F. NOPCSA, F. KOSSMAT, E. NOWACK et, plus au N, K. V. PETKOVIC et plusieurs autres géologues yougoslaves.

Bibliographie.

La liste des ouvrages qui ont été consultés à l'occasion de ce travail se trouve à la fin du volume.

Cartes.

1) **C a r t e s t o p o g r a p h i q u e s.** Carte au 1/200.000 autrichienne des Balkans, feuille de Yanina, en noir et vert.

Cartes de l'Etat-Major hellénique, en courbes et en couleurs:

a) 1/50.000, b) 1/100.000, c) 1/200.000.

Ces cartes qui sont très correctes, ne sont malheureusement pas livrées au public. Cependant, un jeu de ces cartes a été mis à ma disposition grâce à l'intervention de M. K. ZACHOS, directeur du Service Géologique de Grèce; c'est là une nouvelle raison, pour moi, de lui exprimer mes remerciements.

2) **C a r t e s g é o l o g i q u e s.** La seule tentative qui ait été faite de dresser une carte géologique de la région est celle de ROLLET et De VISME (1914). Ce n'est qu'une ébauche qui n'a avec la réalité que des rapports assez lointains.

Plus au S, la carte géologique de la Thessalie et de l'Épire (1/300.000), par PHILIPPSON (1896) est une approche très remarquable et encore très utile.

Les cartes géologiques de la Macédoine et des régions voisines ne dépassent pas, vers le S, la latitude de Kastoria, à l'exception de la carte de VIKESNEL (1847) reproduite par TOULA (1882). J. CVIJIC (1903) et OESTREICH (1904) publièrent avec leurs travaux des esquisses géologiques au 1/750.000. Les cartes au 1/300.000 de J. BOURCART (1922) de F. KOSSMAT (1924) et de K. OSSWALD (1929) atteignent Kastoria et, par là, les limites de notre région, ainsi que la carte géologique des régions centrales et orientales de la Péninsule des Balkans, par STEPHAN BONCEV (1936).

CHAPITRE III

PROBLEMES ET METHODES.

Dans une région aussi peu connue que la nôtre, tout était à faire. Cependant, une certaine orientation nous est imposée par notre sujet.

Cette étude est centrée sur la chaîne du Pinde, chaîne tertiaire; aussi, les massifs anciens que nous prenons en écharpe seront-ils décrits très rapidement. Par contre, l'histoire de leur couverture secondaire est directement liée à celles des formations mésozoïques du Pinde et c'est systématiquement par la description des formations épicontinentales reposant sur le massif pélagonien que nous aborderons l'étude de chaque période géologique.

La présence de grosses masses de roches éruptives ultra-basiques, ou ophiolithes, nous impose d'accorder à celles-ci une attention spéciale. Ces roches sont, on le sait, encore plus intimement liées à l'orogénèse que les roches acides, puisqu'elles sont interstratifiées dans les séries sédimentaires; c'est avant tout sous l'angle de leur place et de leur rôle dans l'évolution orogénique qu'elles seront considérées au cours de l'étude stratigraphique; dans la partie tectonique, nous tenterons de dégager les modalités de l'apparition soudaine de gros massifs ophiolithiques au niveau du Pinde septentrional. L'étude pétrographique des roches éruptives sera reportée à la cinquième partie; les hypothèses avancées sur la foi des conditions de gisements de ces roches y seront envisagées sous un angle nouveau.

La deuxième partie de ce travail est intitulée à dessein «Stratigraphie, Paléogéographie, Évolution orogénique». C'est qu'en effet, à travers l'étude des terrains, on a cherché avant tout à retracer le développement orogénique de la région, à saisir comment les états successifs des différentes zones et leurs rapports mutuels avaient pu déterminer la nature et la répartition des formations qui y prenaient naissance. On ne pourra donc éviter d'y prendre en considération les mouvements relatifs qui ont affecté ces zones aux différentes époques. Mais l'état actuel et la mécanique des déformations sera l'objet de la troisième partie, consacrée à la tectonique.

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE, PALEOGEOGRAPHIE, EVOLUTION OROGENIQUE.

CHAPITRE I

LES FORMATIONS ANTE-TRIASIQUES.

Les formations antétriasiques ne se présentent en affleurements importants, dans les limites de ce travail, qu'au NE du sillon méso-hellénique; ils s'y répartissent en deux aires principales séparées par des terrains plus récents (fig. 4): au N, ils occupent la partie septentrionale des monts Askion; au S, ils forment la région diversement accidentée des Kamvounia et des Antikhassia.

Ces deux affleurements ne représentent l'un et l'autre que les pointes avancées de deux vastes ensembles de terrains anciens et métamorphiques: au NE, le massif ancien de Macédoine occidentale; au SE le massif ancien de Thessalie qui comprend l'Olympe, le Pélion, et s'étend jusqu'à l'extrémité septentrionale de l'île d'Eubée (fig. 4 et 5). Ces deux massifs s'allongent ainsi du NW au SE, sur une distance de 400 km environ; KOSSMAT (1924) les a groupés en une seule unité qu'il a désignée sous le nom de « massif pélagonien », d'après la plaine de Pélagonia qui occupe une position centrale dans le premier de ces massifs. Quelques petits pointements de schistes cristallins apparaissent en outre au SW du Sillon méso-hellénique, dans le Pinde septentrional.

L'étude détaillée des formations anciennes eut exigé une extension des recherches vers ces grands massifs, et serait sortie du cadre de ce travail qui est axé sur l'histoire géologique de la chaîne du Pinde. Je ne donnerai donc que des indications succinctes sur les formations anciennes; je m'étendrai davantage sur les résultats obtenus par les géologues qui ont travaillé sur ces terrains dans les régions voisines afin de tenter, avec eux, d'esquisser l'ébauche de ce qu'était la chaîne dinarique à l'aurore des temps secondaires.

Dans la région qui nous occupe, les formations antétriasiques comprennent deux ensembles que nous étudierons successivement:

- 1) des terrains fortement métamorphiques accompagnés de granites,
- 2) des terrains relativement peu transformés représentant sans aucun doute le Carbonifère et le Permien.

Les schistes cristallins et les granites.

Historique. L'existence des schistes cristallins dans le N des monts Askion et dans les Kamvounia est connue depuis longtemps grâce aux relations de voyage des grands explorateurs des Balkans.

La partie cristalline des monts Askion a été traversée par AMI BOUÉ (1836-1840) et VIQUESNEL (1844); la carte de VIQUESNEL (1847) reproduite par TOULA (1882) donne une approximation assez correcte de l'étendue des terrains anciens, contrairement à la carte internationale de l'Europe au 1/1.500.000 sur laquelle la zone cristalline de la Macédoine se prolonge, interrompue, jusqu'aux Kamvounia.

La région des Kamvounia et des Antikhassia est, de son côté, mentionnée par AMI BOUÉ (1870); PHILIPPSON (1890-1895) et HILBER (1894) en décrivent les schistes cristallins et polémiquent vivement sur leurs directions de plissement. La carte géologique de PHILIPPSON (1896) qui indique les limites des terrains anciens n'a pas été améliorée jusqu'à ce jour.

Les régions voisines ont fait l'objet d'études plus approfondies et surtout, au N, le massif ancien de Macédoine occidentale. OESTREICH (1904) et CVIJIC (1903-1908) ont parcouru toute cette région; leurs cartes géologiques au 1/750.000 ont une valeur d'esquisses et sont limitées au S par la latitude de Kastoria; J. BOURCART (1922) décrit les roches cristallines de la Neretchka Planina, aux abords du lac de Prespa; sa carte ne dépasse pas Kastoria, mais il mentionna la disparition des schistes sous les calcaires au S des monts Askion et leur réapparition dans les Kamvounia.

C'est KOSSMAT (1924) qui, résumant les travaux des géologues de guerre allemands (GOEBEL, GRIPP, WELTER etc.) a, le premier, tenté de distinguer des séries et d'établir une chronologie hypothétique dans le grand ensemble des formations métamorphiques de la Macédoine occidentale. Il distingue une série de Vélès, moins métamorphique - schistes et quartzites à séricite, marbres et calcschistes micacés - d'une série de Troïaci nettement plus métamorphique - schistes micacés et à glaucophane, amphibolites, cipolins à minéraux, etc. - qui passe insensiblement à un noyau central gneissique. La première pourrait se rapporter au Silurien-Dévonien, par comparaison avec la zone des Grauwackes des Alpes orientales (voir plus loin, traces de fossiles découvertes par JARANOFF); la seconde représenterait le faciès géosynclinal de l'Algonkien, opposé aux faciès clastiques de Fennoscandie. En fait, les deux séries paraissent difficiles à séparer; sur une grande partie de la carte de KOSSMAT, elles sont indifférenciées.

K. OSSWALD (1929) assigne également des âges hypothétiques, allant de l'Algonkien au Dévonien, aux divers termes de la série métamorphique; sa carte géologique au 1/300 de la Macédoine hellénique, est, comme celles qui l'ont précédée, limitée au S par la latitude de Kastoria.

JARANOFF (1947) distingue, dans la région située au N d'Okhrida, une série A et une série B, selon le degré de métamorphisme; dans les calcaires cristallins de la seconde, il rapporte avoir découvert des restes de coraux, de Crinoïdes et d'Orthocères indéterminés mais semblant indiquer la présence de Silurien ou de Dévonien.

En ce qui concerne le massif ancien de Thessalie, nos connaissances sont demeurées plus rudimentaires. TELLER et NEUMAYR (1880) ont brièvement décrit le Pélion, l'Ossa, une partie de l'Olympe; DEPRAT (1904) distingue dans le Pélion une série A, archéenne, deux séries, B et C, représentant

le Paléozoïque ancien, enfin une série D, formée de schistes noirs qu'il attribue au Dévonien. CVIJC (1908) décrit rapidement une partie de l'Olympe, dont les sommets calcaires représentent sans doute des témoins triasiques reposant sur les terrains anciens.

Presque tous les auteurs ont donc attribué aux terrains métamorphiques du massif pélagonien un âge paléozoïque ou plus ancien. Seul KOBER (1931) envisagea l'hypothèse selon laquelle ce massif serait l'équivalent des Pennides («Métamorphides» de KOBER) et comprendrait par conséquent des terrains secondaires métamorphiques; dans un travail plus récent (1952) il renonce à cette conception que contredit, entre autres faits, la présence de galets cristallophyliens dans le Permien.

TERRAINS METAMORPHIQUES ET CRISTALLINS AU NE DU SILLON MESO-HELLÉNIQUE.

Extrémité N des Monts Askion.

Les croupes herbues qui forment la partie N des Monts Askion contrastent vivement avec les montagnes calcaires dénudées qui s'étendent plus au S et qui les dominent par un escarpement d'environ 400 m (sommets calcaires du Siniatsikon, 2111 m.); les schistes cristallins y affleurent sur une étendue d'environ 10 km de large sur 20 km de long, jusqu'au col de Daouli ou Vlaho Klissoura (où passe la route de Kastoria à Ptolémaïs), au-delà duquel leur affleurement se prolonge et s'étale dans la chaîne du Vitsi et la Neretchka Planina. Le gros village de pasteurs partiellement koutzo-valaques de Blasti¹ est installé dans une petite dépression à fond plat qui occupe le centre de la zone cristalline des monts Askion (Pl. II fig. 1).

On trouve dans cette zone trois types de formations.

- a) des schistes cristallins d'origine incontestablement sédimentaire;
- b) des roches éruptives ultra-basiques incluses dans les précédents et métamorphisées;
- c) des granites intrusifs qui ne montrent que peu de traces de laminage.

a) **Les schistes cristallins.** La série des schistes cristallins est surtout remarquable par sa stratification très nette, généralement régulière et en bancs alternés à la manière du Flysch, des bancs durs de 10 à 20 cm d'épaisseur alternant souvent avec des bancs schisteux plus tendres. L'aspect sédimentaire de l'ensemble est si convaincant que l'on éprouve généralement une surprise, en prenant en main les échantillons, à constater l'intensité du métamorphisme subi par ces roches.

Une association très fréquente est constituée par des bancs durs de quartzites micacés alternant avec des bancs tendres de schistes phylliteux.

1. Ou «Vlasti», selon les prononciations. Les ancêtres d'une partie des habitants de Blasti provenaient de la ville de Moskhopole, en Albanie, aujourd'hui disparue.

Les bancs durs au col de Vlakho-Klissoura comprennent :
des traînées de quartz en cristaux très dentelés ;
de la muscovite,
de petits grains d'épidote.

A Kryovrissi, bordure orientale des monts Askion, on y voit en outre de grands cristaux d'orthose et quelques très petits plagioclases noyés dans du quartz en mosaïque, type quartzite, avec en outre des fibrilles de hornblende verte et des grains de magnétite.

Sur le versant occidental de la montagne, le métamorphisme est du même ordre.

J'ai recueilli, entre Kastoria et Vlakho-Klissoura, une roche rose à plis ptygmatisques ; vue au microscope, elle ne contient que du quartz et de la muscovite, très peu de chlorite (Pl. XVI fig. 6).

Au SW de Blasti (sentier de Namata) j'ai rencontré une roche entièrement formée d'actinote.

Ces quelques descriptions d'échantillons ramassés au cours de très brèves tournées dans cette région, n'ont qu'une valeur indicative.

Cet ensemble paraît se rapprocher de la «série de Vélès» telle que la décrit KOSSMAT, et qu'il rapporte, nous l'avons vu, au Silurien supérieur-Dévonien.

Je n'ai pas, jusqu'à présent, noté la présence de marbres dans la série des monts Askion.

b) Les roches ultra-basiques. Ces roches apparaissent en grandes lentilles localisées, notamment vers la crête de Moriki, au N de Blasti. Leur schistosité atteste qu'elles ont participé aux mouvements qui ont plissé les schistes cristallins. Ce sont surtout des serpentines, par endroits des diallagites, mais, outre le laminage intense, ces roches ont subi des transformations qui permettent de les distinguer des roches de même nature que nous allons trouver dans la chaîne tertiaire : la serpentine est envahie par le talc, parfois transformée en stéatite massive ; l'amiante est fréquente. Ces produits sont à peu près inexistantes dans la chaîne tertiaire, ils accompagnent les roches basiques plus anciennes du centre de la Péninsule (environs de Thessalonique).

On doit penser, avec KOSSMAT, que ces roches représentent des venues ophiolithiques antétectoniques par rapport aux mouvements hercyniens, probablement dévoniennes.

c) Les granites. A l'E du lac de Kastoria, on peut voir très nettement, sur la rive droite de la vallée qui descend du col de Vlakho-Klissoura, une intrusion granitique épaisse de plusieurs centaines de mètres qui pénètre dans les micaschistes.

La roche intrusive est remarquable par les cristaux d'orthose qui atteignent 3 ou 4 cm de longueur et qui sont, malgré leurs formes cristallines, imbriqués avec les autres minéraux, qu'ils englobent parfois ; le quartz et des plagioclases altérés n'ont pas de formes propres ; les éléments ferro-magnésiens sont représentés par de la hornblende en partie chloritisée.

Ces granites sont vraisemblablement hercyniens.

Les formations anciennes dans la région des Kamvounia et des Antikhassia.

Quelques brèves incursions dans cette région, ajoutées aux observations rapportées par PHILIPPSON et HILBER, m'ont permis de constater que cette zone ne diffère guère de la précédente. On y retrouve une série cristallophyllienne contenant des roches ultra-basiques et injectée de roches acides. Des calcaires cristallins jouent ici un rôle important, mais on ne peut être certain qu'il ne s'agisse pas des calcaires triasiques qui prennent un grand développement dans l'Olympe.

SCHISTES CRISTALLINS AU SW DU SILLON MESO-HELLÉNIQUE.

De petites lames de schistes cristallins surgissent dans le Pinde septentrional à la faveur de déformations tectoniques particulièrement intenses. Ces terrains n'avaient pas été signalés, à ma connaissance, dans les zones externes au N du massif cristallin du Péloponèse central.

Ces pointements sont en petit nombre et leurs dimensions sont au maximum de l'ordre de quelques centaines de mètres. Ils consistent en schistes micacés ou en quartzites à amphiboles analogues à ceux qui ont été décrits précédemment. L'essentiel est qu'ils ne peuvent en aucune façon provenir d'une altération quelconque des roches ultra-basiques au voisinage desquelles ils se trouvent.

Ainsi, au lieu-dit Furka, col au SW de Périvoli, sur le faite du Pinde (20 km NNW de Metsovon), on trouve côte à côte un mica schiste formé de lits de quartz accompagnés de muscovite, biotite, grenats, de rares feldspaths et un quartzite à amphibole où les micas sont remplacés par la hornblende; au NE de Périvoli, au-dessus du monastère de Hagios Nicolaos, on trouve un affleurement assez grand de mica schiste (quartz, muscovite, grenats) (Pl. XVI fig. 5) accompagnant des schistes sombres, d'aspect phylliteux; etc.

Ces affleurements de terrains cristallophylliens représentent certainement des apparitions du soubassement des formations mésozoïques des zones externes. Leur intérêt est surtout tectonique, car ils montrent que, dans le Pinde septentrional, le soubassement a, dans une certaine mesure, participé aux déformations de la couverture mésozoïque, alors que, dans le Pinde méridional, celle-ci est complètement décollée à partir du Trias supérieur.

Conclusions.

Les terrains cristallophylliens du massif pélagonien proviennent de la transformation de sédiments paléozoïques (antérieurs au Carbonifère supérieur) ou plus anciens. Ils ont participé à la genèse d'une chaîne de type géosynclinal, ainsi qu'en témoignent leur grande épaisseur, leurs variations rythmiques

de nature lithologique, la présence des ophiolithes et, «last but not least», les grands plissements dont ils sont affectés.

La transformation de ces sédiments en roches cristallophylliennes eut lieu, au plus tard, au cours de l'orogénèse hercynienne, car nous allons voir que le Carbonifère supérieur n'a été que peu affecté par le métamorphisme et qu'on trouve des galets de schistes cristallins dans le Permien. En fait, si le massif pélagonien et les autres massifs des Dinarides méridionales (voir plus bas) doivent leur existence au cycle orogénique qui culmina dans les mouvements hercyniens, il semble que leurs noyaux très métamorphiques, qui n'affleurent pas dans les monts Askion, soient antérieurs à ces plissements qui, d'après DEPRAT (1904 c), se sont moulés sur eux.

Disposition des massifs métamorphiques dans le S de la Péninsule balkanique.

Les formations cristallophylliennes qui affleurent sur le pourtour et dans les îles de la Mer Egée ont longtemps été groupées en une seule entité que l'on a appelée massif cristallin périégéen ou Egéide. KOSSMAT montra que ce vaste ensemble comprenait en fait des zones ayant des significations très différentes. Au niveau de la Macédoine, KOSSMAT définit trois unités principales (fig. 5 et 6).

a) Le massif pélagonien, déjà cité, qui s'étend sur une longueur de 420 km, des abords de Prizren, au NW, à l'île d'Eubée, au SE. Notons en passant que KOSSMAT, sans doute induit en erreur par la représentation inexacte de la carte géologique internationale d'Europe, pensait que les terrains cristallophylliens affleurent d'une manière continue d'une extrémité à l'autre du massif, (op. cit. p. 65); en réalité, nous avons vu qu'une bande transversale de terrains mésozoïques, large de 50 à 80 km, que nous appellerons *détroit de Kozani* (d'après la petite ville qui y occupe une position centrale) sépare le massif ancien de Macédoine occidentale, au NW, du massif ancien de Thessalie, au SE.

Par sa situation, ses directions tectoniques, sa couverture sédimentaire, le massif pélagonien fait partie intégrante des Dinarides.

b) La zone du Vardar (en Grèce, zone de l'Axios, nom grec du Vardar), où dominent encore les directions dinariques, est caractérisée par l'existence d'écaillés empilées et redressées comprenant des terrains paléozoïques et mésozoïques, par des venues ophiolithiques d'âge discuté, mésozoïques selon KOSSMAT, suivies d'intrusions granitiques et d'éruptions trachyandésitiques, enfin par la présence de dépôts tertiaires (Eocène supérieur, Oligocène) transgressifs.

Selon KOSSMAT, cette zone se prolonge vers le NW par la chaîne de Kopaonik jusqu'aux environs du confluent de la Drina et de la Save; la présence de granites présumés mésozoïques incita cet auteur (1924, p. 178) à rapprocher la zone du Vardar de la cicatrice tonalitique.

Certains géologues yougoslaves ont tendance à mettre en doute l'indi-

vidualité de la zone du Vardar et surtout sa prolongation vers le NW. Au niveau du massif pélagonien elle constitue au moins une unité tectonique bien définie, formant une dépression allongée, jalonnée par les bassins tertiaires et empruntée par la vallée du Vardar. OSSWALD (1931) y a même défini deux rameaux longitudinaux distincts. Aussi, sans prendre parti sur la valeur de cette unité en tant que zone isopique, dirons-nous souvent, avec J. BOURCART selon du Vardar, terme qui souligne certains parallélismes (ophiolithes, dépôts tertiaires transgressifs) avec le sillon méso-hellénique.

C'est l'ensemble formé par la zone du Vardar, le massif pélagonien et leurs couvertures sédimentaires que nous désignerons, dans notre région, par le terme de zones dinariques internes.

c) Au NE de la zone du Vardar, le massif du Rhodope ne fait plus partie des Dinarides. L'interprétation de ce noyau ancien est encore très discutée. On le considère généralement comme un «Zwischengebirge». Les recherches récentes semblent bien prouver qu'il n'est pas demeuré intact au cours des mouvements alpins et que des chevauchements importants s'y seraient même produits. Il n'en reste pas moins que, si l'on considère le cycle alpin dans son ensemble, le Rhodope a généralement constitué une barrière entre deux faisceaux orogènes ayant subi une évolution différente, le faisceau dinarique et le faisceau carpatho-balkanique ou alpidique.

Si l'on envisage maintenant la disposition des massifs cristallins dans le sens longitudinal, on constate en premier lieu qu'ils n'affleurent que dans la partie S de la chaîne, où celle-ci décrit un grand arc convexe vers le SW puis vers le S. Leur première apparition, à l'extrémité NW du massif pélagonien, coïncide avec un grand accident transversal qui va du bassin de Peć (NW de Prizren) à la pointe S du lac de Scutari. A partir de cet accident, la structure des Dinarides apparaît tout à fait transformée, au moins en surface, ce qui peut justifier l'appellation spéciale d'Hellénides par laquelle KOBER distingue cette partie du faisceau dinarique.

En suivant l'axe de ce grand arc montagneux, ce qui, à première vue, paraît raisonnable, on trouve un chapelet de gros massifs métamorphiques séparés par des «détroits» où n'affleurent que des formations mésozoïques ou tertiaires. Ce sont, du NW au SE :

- Le massif de Macédoine occidentale ;
- le détroit de Kozani ;
- le massif de Thessalie ;
- le détroit de l'Eubée moyenne et de la Locride ;
- le massif de l'Attique et des Cyclades.

A l'E de l'île de Naxos, entre les Cyclades proprement dites et les Sporades du S, (Icaria, Samos, Leros, Kos, etc.) s'ouvre une étendue marine où les îles sont plus clairsemées et montrent, ce qui est plus important, des formations mésozoïques (Trias, ophiolites, Crétacé). Il y a peut-être ici la trace d'un nouveau détroit (on pourrait l'appeler «détroit d'Amorgos», du nom de l'île principale) qui séparerait le massif des Cyclades de celui dit «de Lydie-Karie» et, actuellement, Mendérès.



Tout à fait à l'extérieur de cet alignement par rapport à la courbure de l'arc dinarique, se trouve le massif ancien du Péloponèse central (Taygète) qu'avec RENZ on peut joindre aux formations métamorphiques de la Crète : on pourrait les appeler « massifs cristallins externes » par opposition aux précédents qui constitueraient les « massifs cristallins internes ».

Si l'on adopte ce plan, les massifs cristallins et cristallophylliens des Dinarides méridionales s'ordonnent d'une manière satisfaisante. Cependant, C. RENZ (1940) a adopté une disposition différente dans son schéma structural de la Grèce (fig. 7). Il a en effet prolongé hypothétiquement le massif pélagonien (unité No 9) sous la Mer Egée, au NE de l'Attique (unité No 8). Outre que cette disposition est à première vue plus compliquée que la précédente, elle contraint cet auteur à inclure les Sporades du Nord dans les limites du massif pélagonien tout en leur donnant le figuré réservé, dans la légende, à la zone du Vardar (Axioszone, unité No X,) ce qui correspondrait beaucoup mieux à leur position.

A l'origine de ce schéma de RENZ se trouve la question de la nature de l'Attique et de son homologie avec le massif pélagonien.

L'âge des formations cristallophylliennes de l'Attique a fait l'objet de controverses interminables qui ne sont pas encore épuisées. Depuis BOBLAYE et VIRLET (1833), plus de trente auteurs ont alternativement soutenu que les schistes et les marbres de l'Attique représentent des terrains anciens, paléozoïques ou archéens, ou au contraire du Mésozoïque métamorphisé comparable aux schistes lustrés des Alpes. Tout récemment, des opinions contradictoires ont été avancées d'un côté par J. TRIKKALINOS (1936-1948), K. H. SINDOWSKI (1949), partisans du Paléozoïque, de l'autre part W. E. PETRASCHECK Jun. et G. MARINOS (1953) qui ont découvert des fossiles mal conservés mais appartenant à des genres mésozoïques dans des calcaires et des dolomies faisant partie des séries cristallophylliennes¹.

La solution de cette question n'est pas déterminante en ce qui concerne l'homologie entre l'Attique et le massif pélagonien. En effet, bien que ce dernier n'ait pas attiré autant de chercheurs que la terre classique des environs d'Athènes, les calcaires cristallins qui surmontent les schistes ont déjà été appelés « marbres » et attribués au Paléozoïque (AMI BOUÉ, 1840, G. HIESSLEITNER, 1951, K. ZACHOS, 1953) alors que, y ayant récolté des Diplopores, je les attribue au Trias et même au Jurassique bien qu'ils contiennent à leur partie supérieure des niveaux schisteux nettement métamorphiques. La série peut être plus variée dans l'Attique, la tectonique plus compliquée, le métamorphisme plus accentué — les Alpes nous fournissent des exemples de telles variations longitudinales — et les deux massifs n'en être pas moins homologues.

Nous pouvons donc, jusqu'à preuve du contraire, adopter pour les Di-

1. La signification de ces fossiles est contestée par J. TRIKKALINOS dans une publication récemment parue aux « *Annales géologiques des Pays helléniques* » (T. 6, 1955, p. 193-198). Note ajoutée pendant l'impression.

Tektonische Übersichtskarte von Griechenland

Nach der vorliegenden Literatur entworfen von

CARL RENZ

I. Paxoszone. II. Adriatisch-ionische Zone.

⊕ II_a. Ethiaserie. II_b. Ostätolische Flyschzone (Pindosflysch)

II_c Westätolische Flyschzone (ionischer Flysch).

▨ III Tripolitzaserie. ▩ IV Olonos-Pindoszone.

⊖ V Parnass-Kionaserie. ⊕ VI Osthellenische Serie.

7 Zentralpeloponnesisch-kretisches Massiv.

8 Attisch-kykladisches Massiv. 9. Pelagonisches Massiv.

9_a Lydisch-Karisches Massiv. ▩ X Axioszone (Vardarzone).

———— Grenze zwischen der Paxoszone und der adriatisch-ionischen Zone.

— — — Aussengrenze der Olonos-Pindoszone.

— . — Umgrenzung des zentralpeloponnesisch-kretischen Massivs.

— o — Aussengrenze der Parnass-Kiona- und osthellenischen Zone.

— . . — Umgrenzung des attisch-kykladischen Massivs.

— + — Grenzlinien des pelagonischen Massivs.

— ++ — Grenzlinien des lydisch-karischen Massivs.

—— Grenze Axioszone-Rhodopemasse.

 Falten und Schuppen der adriatisch-ionischen Zone und Schuppen im mittel- und nordgriechischen Anteil der Olonos-Pindoszone.

 Junge Laven in der Aegaeis.



Fig. 7. Schéma tectonique de la Grèce, par C. RENZ.

narides méridionales le schéma le plus simple et ne distinguer que des «massifs cristallins externes» et, d'autre part, des «massifs cristallins internes» alignés en chapelet suivant l'axe de la chaîne. Si l'on se réfère aux formations mésozoïques, les premiers sont isolés au sein des zones externes définies, comme nous le verrons, par l'existence de séries mésozoïques compréhensives, tandis que l'alignement des seconds correspond à l'aire d'extension des zones internes dont l'une des caractéristiques essentielles sera l'existence de mouvements antérieurs à une transgression cénomaniennne.

Les «détroits» qui séparent les noyaux cristallins internes paraissent être un trait ancien de la chaîne. Les accidents tectoniques y prennent souvent des directions transversales (cf. CVIJIC, 1901 et KOSSMAT, 1924, p. 43-44, pour les environs de Prizren, PHILIPPSON, 1898 et DEPRAT, 1904), pour l'Eubée moyenne. La sédimentation dut se ressentir également de ces inflexions axiales. Nous allons en suivre un exemple dans le détroit de Kozani.

Au NW du massif pélagonien et de l'accident transversal de Scutari-Peć, les massifs anciens n'affleurent plus. Ils font place au Carbonifère, au Trias, à quelques restes d'ophiolites, enfin à des placages de Crétacé transgressif. On peut supposer avec J. BURCART (1925) et KOBER (1952) que les formations cristallophylliennes du massif pélagonien se poursuivent en profondeur sous la série mésozoïque.

Le schéma de ces régions proposé par KOSSMAT (fig. 8) est très ambigu. La confusion provient surtout — et nous aurons souvent l'occasion de revenir sur cette question — de ce qu'il a adopté comme critère de zone la présence de certaines formations, en premier lieu celle des ophiolites. C'est ainsi que, suivant la répartition de ces dernières, il fut amené à attribuer à l'une de ces zones (la zone IV b) une allure sinueuse : située d'abord au NE de la zone du Carbonifère et du Trias mentionnée plus haut (zone IV a), c'est-à-dire dans le prolongement de la zone du Vardar, elle oblique vers le SW, par le détroit de Peć-Prizren, pour rejoindre les ophiolites d'Albanie et, par là, celles de notre région. Le massif pélagonien devient la zone V.

Les conceptions sur la géologie de la Yougoslavie sont en pleine évolution. Certaines notions qui furent longtemps acceptées, tombent en désuétude. Aussi nous contenterons-nous, lorsque nous aurons à évoquer ces régions, de les désigner globalement comme les «zones internes de Yougoslavie».

L'une de nos préoccupations essentielles sera de préciser les relations entre les zones internes (dans notre région, le massif pélagonien et sa couverture), les ophiolites et les zones externes. C'est pourquoi il n'était pas inutile de situer dès à présent ces grands ensembles à la lumière des travaux antérieurs.

LE CARBONIFERE ET LE PERMIEN

Sur les formations cristallophylliennes décrites plus haut, mais sous les calcaires triasiques, apparaissent des terrains qui ne se distinguent guère, dans le paysage, de l'ensemble des schistes cristallins, mais s'en différencient nettement, à un examen plus attentif, par leur moindre degré de métamorphisme.



Kärtchen der Dinariden und des westlichen Balkans unter Weglassung der kleineren Tertiärbecken und der trachytisch-andesitischen Eruptiva.

- I Adriatisch-jonischer Faltenkomplex (1. westepirotische Zone. 2. nieder-albanische Zone. 3. dalmatisch-istrische Küstenzone).
 - II Pindos-Cukalizione (in Griechenland und Albanien auf I geschoben, in Mitteldalmatien in Falten der Küstenzone auslaufend).
 - III Westmontenegrinisch-kroatische Hochkarstzone (montenegrinisch-nordalbanische Decke).
 - IVa Bosnisch-inneralbanische Kalk- und Schieferzone (a₁ = Paläozoische Schiefer · Sandsteinschichten und Werfener Schiefer. a₂ = Mesozoische Kalkserie).
 - IVa' Südalpine Kalkzone samt paläozoischer Unterlage.
 - IVb Zone der mesozoischen ophiolithischen Eruptiva, der Schieferhornsteinschichten und der transgredierenden Gosau-Flyschfazies der Oberkreide.
 - V Pelagonisches Grundgebirgsmassiv und dessen paläozoische Überdeckung.
 - VI Vardarzone (Paläozoikum, Mesozoikum, Ophiolithe, eingefaltete diskordante Oberkreide).
 - VII Grundgebirge der Rhodope.
 - VIII Sedimentfalten des Balkans mit zugehörigen Grundgebirgsszonen vom Rhodopetypus.
- Anmerkung. Mit Kreuzchen sind andeutungsweise wichtigere Vorkommnisse granitischer und tonalitischer Intrusionen des »periadriatischen Kranzes« bezeichnet.

Fig. 8. Carte schématique des Dinarides et du Balkan occid., par KOSSMAT.

Au SW du sillon méso-hellénique, des schistes sombres et des phyllades accompagnent les pointements de micaschistes déjà mentionnés.

Ces terrains n'ont, jusqu'à présent, livré aucun fossile bien que leur état de conservation laisse espérer que l'on y puisse un jour en découvrir. Leur attribution au Carbonifère et au Permien n'est donc fondée que sur la comparaison de leurs faciès lithologiques avec ceux des formations de ces systèmes dans les régions voisines et dans l'ensemble des Dinarides.

Historique et généralités.

Aucune distinction n'avait été faite, dans la région étudiée, entre les schistes cristallins et les terrains moins métamorphiques qui les surmontent. Par contre, un peu plus au N, sur le flanc W du massif ancien de Macédoine occidentale, la présence du Permo-Carbonifère, fut révélée, ou plutôt présumée par OESTREICH (1904). Depuis lors, tous les géologues qui ont travaillé dans cette région — GOEBBEL (1919), GRIPP (1922), KOSSMAT (1924) puis OSSWALD (1929), et enfin JARANOFF ((1947) — s'accordent pour attribuer au Carbonifère et au Permien une série sédimentaire peu métamorphique, sus-jacente aux schistes cristallins, comprenant essentiellement des schistes et des grès sombres (Grauwacke), des calcaires gris ou noirs, des conglomérats quartzeux et des grès rouges ou verts. JARANOFF appelle cet ensemble «série flyschoides» pour souligner ses affinités lithologiques avec le Flysch tertiaire, avec lequel on peut parfois le confondre (KOBER, 1952).

La stratigraphie de cette série est loin d'être définitivement établie; l'ordre de succession de ses différents termes varie d'un auteur ou d'une région à l'autre. L'attribution de ces formations au Paléozoïque récent est fondée d'une part sur leur position stratigraphique, d'autre part sur l'analogie existant entre leurs faciès et ceux des dépôts fossilifères de cette époque connus dans le reste des Dinarides.

La stratigraphie du Carbonifère et du Permien est en effet établie sur des bases paléontologiques d'une part vers le N, d'autre part vers le S de la chaîne. Les gisements classiques, auxquels on se réfère constamment, sont ceux des Alpes méridionales et du Tyrol. Plus au S, en dehors de rares affleurements du Carbonifère inférieur de faciès Culm (schistes, grès, jaspes et calcaires à Céphalopodes en Bosnie et en Serbie occidentale), le Carbonifère supérieur est très répandu et se présente avec le faciès des couches d'Auernig qui comprend des schistes, des grès et des intercalations calcaires à Fusulines et Brachiopodes; on le connaît¹ en Croatie (Velebit, Lika), en Bosnie et en Serbie occidentale (vallées de la Drina ou du Jadar, etc.) en Dalmatie (dans les écaillés de Budua). Au S du massif ancien de Thessalie, où il est inconnu, le Carbonifère supérieur se retrouve² en Eubée moyenne (schistes à plantes), dans l'Othrys oriental, sur le pourtour de l'Attique (conglomérat quartzeux qui peut dater du Carbonifère moyen, schistes grès et lits calcaires à faune d'Au-

1. cf HERITSCH, 1939.

2. cf RENZ, 1945.

ernig), dans le centre du Péloponèse et dans l'île voisine d'Hydra; dans les îles de la Mer Egée et surtout à Chio, où l'on connaît, sur du Dévonien fossilifère (KTÉNAS, 1921) des lydiennes très plissées représentant le Carbonifère moyen ou même inférieur, puis des schistes, des grès et des calcaires à Fusulines; enfin à Chypre où, selon RENZ (1935), le Carbonifère serait représenté exclusivement par des calcaires à Foraminifères.

Le Permien surmonte le Carbonifère dans la plupart de ces gisements, tantôt sous la forme de conglomérats de schistes et de grès rouges, tantôt sous celle de calcaires à Foraminifères typiquement mésogéens. Nous reviendrons brièvement sur la répartition de ces faciès dans les conclusions de ce chapitre.

LE PALEOZOIQUE RECENT AU NE DU SILLON MESO - HELLENIQUE

Extrémité N des Monts Askion.

Sur le pourtour du grand affleurement de schistes cristallins qui forment la partie N des monts Askion, et principalement au contact des calcaires triasiques qui le bordent au S et à l'W, apparaissent des schistes noirs, des grès jaunes ou gris comprenant parfois de petits lits de graphite ou d'anhracite, enfin des calcaires sombres, se délitant en plaques. En raison du caractère peu métamorphique de ces formations et de leurs relations stratigraphiques avec les schistes cristallins d'une part, les calcaires triasiques de l'autre, on ne peut douter que l'on soit en présence du Paléozoïque récent tel qu'il est représenté plus au N, sur la bordure W du massif de Macédoine occidentale.

Cette série est généralement incomplète, que ce soit à la suite d'une érosion antétriasique ou de laminages. Le terrain aux formes douces, couvert de pâturages, la tectonique compliquée comprenant au moins des plis couchés, ne m'ont pas permis, jusqu'à présent, de lever les limites entre les schistes cristallins et les formations présumées carbonifères ou permienues, ni d'établir la stratigraphie de ces dernières; je me suis contenté, sur la carte au 1/200.000 qui accompagne ce travail, d'indiquer la présence de celles-ci au moyen d'une surcharge. J'en signale ci-dessous les quelques gisements qui m'ont paru les plus probants.

1.—Au S du gros village de Korissos, qui se trouve à l'extrémité NW des monts Askion, en bordure de la plaine alluviale du lac de Kastoria, des schistes noirs s'insèrent entre les schistes cristallins à l'E et les calcaires triasiques à l'W; ils plongent vers l'W, sous ces derniers. Certains lits, épais de 20 à 40 cm, contiennent une forte proportion de graphite.

2.—Au S du village de Blasti, les pentes qui montent vers les calcaires du Siniatsikon (point culminant des monts Askion, 2111 m, Pl. II, fig. 1) sont formés de schistes, de grès et de calcaires en plaquettes. J'y ai trouvé également des galets quartzeux provenant certainement d'un conglomérat que je n'ai pas vu en place. Au col que franchit le sentier qui mène du village de

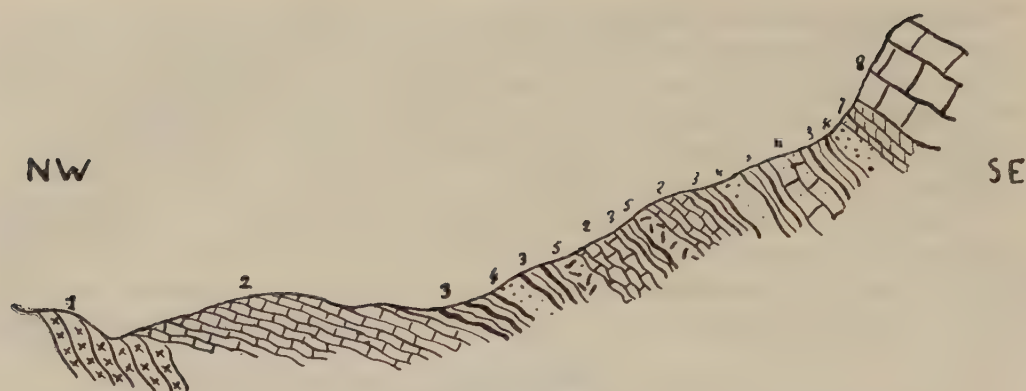


Fig. 9. Profil des terrains permio-carbonifères au col entre Blasti et Namata.

- 1 : schistes cristallins. 2 : calcaires sombres en plaques. 3 : schistes.
4 : grès verts et rouges. 5 : roches d'épanchements. 6 : calcaires roses.
7 et 8 : base des calcaires triasiques.

Blasti à celui de Namata, des calcaires gris sombre, en plaques, de texture schisteuse, affleurent largement. Examinés en lames minces, ils ne présentent aucune trace de microfaune. Au-dessus de ces calcaires, entre ceux-ci et la masse des calcaires triasiques, des affleurements médiocres révèlent l'existence d'une série, épaisse d'environ 300 m, comprenant des récurrences de calcaires, des schistes et des grès verts et rouges, des roches d'épanchement acides altérées, enfin des schistes noirs (fig. 9). Tout cet ensemble, y compris les calcaires, plonge vers l'E, sous le Trias, et repose en discordance sur les schistes cristallins sous-jacents, qui sont redressés ; à sa partie supérieure, une discordance doublée d'une disharmonie tectonique existe à la base du Trias.

3. Au SSW de Namata, sur le sentier qui descend vers Eratira (anciennement Anaselitsa), ainsi qu'un peu plus haut, au lieu-dit Motséli, affleurent des grès et des schistes gris-vert qui contiennent de petits lits, épais de 12 à 20 cm, d'une matière charbonneuse dure et cassante, intermédiaire entre le jais et l'anthracite ; au-dessus des grès viennent des calcaires en plaquettes alternant avec des schistes noirs ou vert foncé, comme dans la coupe précédente, et enfin les calcaires triasiques.

4. Un peu plus au S, une grande vallée qui descend directement vers Eratira entame les calcaires triasiques et atteint, dans son cirque supérieur, où se trouve l'église isolée de Hagios Markos, les formations sous-jacentes, qui sont, ici encore, les schistes noirs contenant du graphite. Dans la partie inférieure de la vallée, aux abords de l'église Hagios Athanassios, proche d'Eratira, on retrouve des schistes et des grès contenant à nouveau une rhyolithe formée d'une pâte sombre et de phénocristaux de quartz et d'orthose altérée.

Les galets quartzeux de Galatini.

Le village de Galatini est installé sur le bord W d'un bassin fermé qui occupe le centre de la partie S, calcaire, des monts Askion, à 6 km au N de Sia-

tista. Ce bassin correspond, grosso-modo, au coeur d'un anticlinal faillé que dessinent les calcaires (fig. 10 et 10a); le fond en est occupé par une plaine de terra-rossa et, sur les bords de celle-ci, on rencontre d'importantes accumulations de galets essentiellement quartzeux, plus rarement formés d'une amphibolite sombre ou de magnétite¹; ils sont identiques à ceux que j'ai trouvés au pied du Sinia-tsikon et semblables également aux éléments d'un conglomérat rouge affleurant dans la ville de Kastoria et rapporté par OSSWALD au Permien. Ces galets sont ici emballés dans une terre rouge, généralement meuble; de petits ravins de

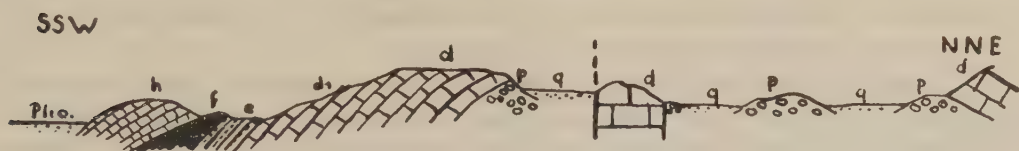


Fig. 10. Profil de Siatista au bassin fermé de Galatini (Monts Askion).

p : galets quartzeux q : Quaternaire.

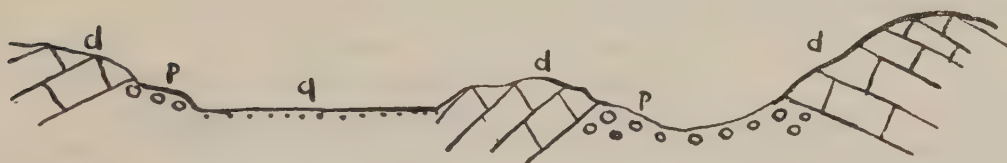


Fig. 10 a : Coupe NW—SE du bassin fermé de Galatini.

plusieurs mètres de profondeur creusés dans cette formation ne mettent nulle part à jour des strates cohérentes dont on puisse affirmer qu'elles soient en place. On ne peut douter cependant que ces galets — que l'on ne trouve en nul autre endroit à la surface des calcaires, ce qui permet d'exclure un apport glaciaire ou fluviatile — ne proviennent du remaniement sur place du soubassement des calcaires triasiques.

Notons enfin que l'extension de ces conglomérats présumés permien dût être beaucoup plus grande qu'elle ne l'est aujourd'hui; on les trouve en effet, parfois façonnés eux-mêmes en galets, associés à d'autres éléments provenant de la destruction des massifs anciens — schistes cristallins, granite, etc. — dans des formations conglomératiques tertiaires.

1. Ces galets de magnétite ont peut-être été la matière première d'une métallurgie préhistorique dont on trouve encore les scories. La magnétite est présente dans les schistes cristallins, mais je ne l'ai pas encore vue en place.

Autres affleurements de Paléozoïque.

Formations rouges permienes et crétacées

Des schistes, des conglomérats quartzeux et des grès rouges apparaissent, à la faveur de failles, à l'W de la ville de Kozani (vers la cote 865, au NW des casernes). D'autres formations rouges, grès rouges graveleux plus ou moins schisteux, affleurent également dans les faubourgs, au N de la ville. Examinés au microscope, ils se montrent exclusivement formés de quartz et de fragments de quartzite phylliteux, de schistes et de micaschistes, ce qui rend vraisemblable leur attribution au Permien.

Cette précision est nécessaire car il existe dans la région de Kozani des formations rouges et plus ou moins conglomératiques qui diffèrent des précédentes en ce que leurs éléments sont principalement calcaires et non quartzeux ou schisteux. Elles représentent non le Permien, mais les traces de l'émersion antérieure à la transgression cénomanienne (cf. chapitre IV). La distinction entre ces deux formations n'est pas toujours aisée, car la transgression crétacée s'est étendue sur les terrains les plus divers et ses couches de base sont parfois riches en éléments cristallins.

SCHISTES ET PHYLLITES

AU SW DU SILLON MESO - HELLENIQUE

Les pointements de schistes cristallins qui surgissent de place en place dans le Pinde septentrional sont parfois accompagnés de schistes phylliteux sombres ; c'est le cas, en particulier, au NE du village de Périvoli, au-dessus du monastère d'Hagios Nicolaos. De tels schistes apparaissent aussi, indépendamment, à la base de grandes écailles (vallée au N de Miléa).

Ce sont là les seuls affleurements connus au SW du sillon méso-hellénique, dans le Pinde et l'Épire, de terrains qui puissent être assimilés à ceux décrits plus haut. Les premiers terrains datés de ces régions appartiennent au Trias.

La seule réflexion que puissent inspirer ces affleurements schisteux concerne l'absence de formation gréseuse ou conglomératique.

Conclusions.

Ces quelques observations montrent qu'à moins d'extraordinaires convergences de faciès le Carbonifère et le Permien existent dans notre région et y surmontent la série cristallophyllienne. La stratigraphie de ces formations est encore très imprécise, même en prenant en considération les travaux effectués dans les régions voisines. La présence de lits charbonneux dans les schistes et les grès méritait d'être signalée et témoigne, comme la nature clastique des sédiments, de la proximité d'un continent émergé.

L'émersion a atteint le massif pélagonien lui-même au Permien puisqu'il est classique et vraisemblable d'attribuer les conglomérats et les grès rou-

ges à cette période (peut-être aussi au début du Trias). Aucune trace d'une telle émergence n'existe dans le Pinde. En dépit de la ténuité des faits, on peut admettre qu'une opposition existait déjà, à la fin de l'ère primaire, entre le massif pélagonien, plissé, puis émergé, et la zone du Pinde, lieu de la future fosse orogène de l'ère mésozoïque.

En effet, nous savons que les traits essentiels de la paléogéographie qui allait régner sur l'emplacement de la chaîne dinarique au cours de l'ère secondaire, étaient préfigurés dès le Permo-Carbonifère (fig. 11).

Les schistes et les grès marins du Carbonifère supérieur représentent, c'est une notion classique, un dépôt synorogénique analogue au Flysch tertiaire. Les limites de cette sédimentation clastique carbonifère sont déjà alignées suivant la direction dinarique. Au NE, le massif du Rhodope est émergé et fournit sans doute une partie des produits détritiques qui s'accumulent sur le fond de la mer. Au-delà du Rhodope, le Carbonifère supérieur de la chaîne du Balkan est entièrement d'origine limnique sans la plus petite incursion marine (cf. HARTUNG, 1935). On retrouvera fréquemment un contraste comparable entre le faisceau dinarique d'une part, carpatho-balkanique de l'autre.

Vers la Mésogée, seule Chypre, qui occupe la position la plus externe par rapport à l'arc dinarique, semble être restée en dehors de l'aire de diffusion des dépôts clastiques.¹

Au Permien, des différenciations importantes se manifestent à l'intérieur même des limites de la future chaîne. Vers l'extérieur dominent les calcaires à Foraminifères typiquement mésogéens, présentant des affinités extrême-orientales et nord-américaines; ils passent, vers l'intérieur, à des calcaires à Belleophon (Croatie, Monténégro); dans le prolongement du massif pélagonien, en Bosnie, le Carbonifère et le Permien forment une série essentiellement clastique comprenant des schistes, des grès et des conglomérats présentant un léger métamorphisme; SIMIC (1938) a distingué cet ensemble sous le nom de faciès de la Drina et l'a opposé au faciès du Jadar qui régnait un peu plus à l'E, et comprenait, au-dessus de grès et de conglomérats de type «couches de Gröden», des niveaux calcaires à Foraminifères indo-arméniens. Une association comparable comprenant une série gréso-conglomératique et des calcaires à Brachiopodes se présente également à Chio. Cette île et la région du Jadar se trouvent l'une et l'autre dans le prolongement de la zone du Vardar; aussi peut-on se demander (bien que toute réponse à la question apparaisse prématurée) si, entre le Rhodope d'une part et la zone des massifs cristallins internes, zone d'orogénèse hercynienne maximale, d'autre part, la zone du Vardar ne s'était pas, dès cette époque, dessinée sous la forme d'un sillon.

A l'extérieur des massifs cristallins internes s'étendait le domaine de la mer ouverte, de la grande Mésogée. On peut se demander dans quelle mesure il avait été uniformément affecté par les plis hercyniens, tant le comportement

1. C'est ainsi qu'au Tertiaire, nous verrons que la zone de Paxos (îles de la Mer Ionienne), également la plus externe par rapport à l'arrangement concentrique des zones de faciès, est aussi demeurée à l'abri de la sédimentation du Flysch. On n'y connaît malheureusement aucune formation antérieure au Crétacé.

FIGURE 11 — LÉGENDE

- 1 : Carbonifère et Permien continentaux de l'arc du Balkan et d'Héraclée.
- 2 : faciès du Jardar ; Carbonifère marin détritique avec intercalations de calcaires à Fusulines. Permien grés-conglomératique.
- 3 : faciès de la Drina : prédominance des conglomérats et des grès dans tout le Paléozoïque supérieur. Léger métamorphisme.
- 4 : Carbonifère détritique, Permien surtout calcaire.
- 5 : faciès hyper-marin (Chypre), série entièrement calcaire.

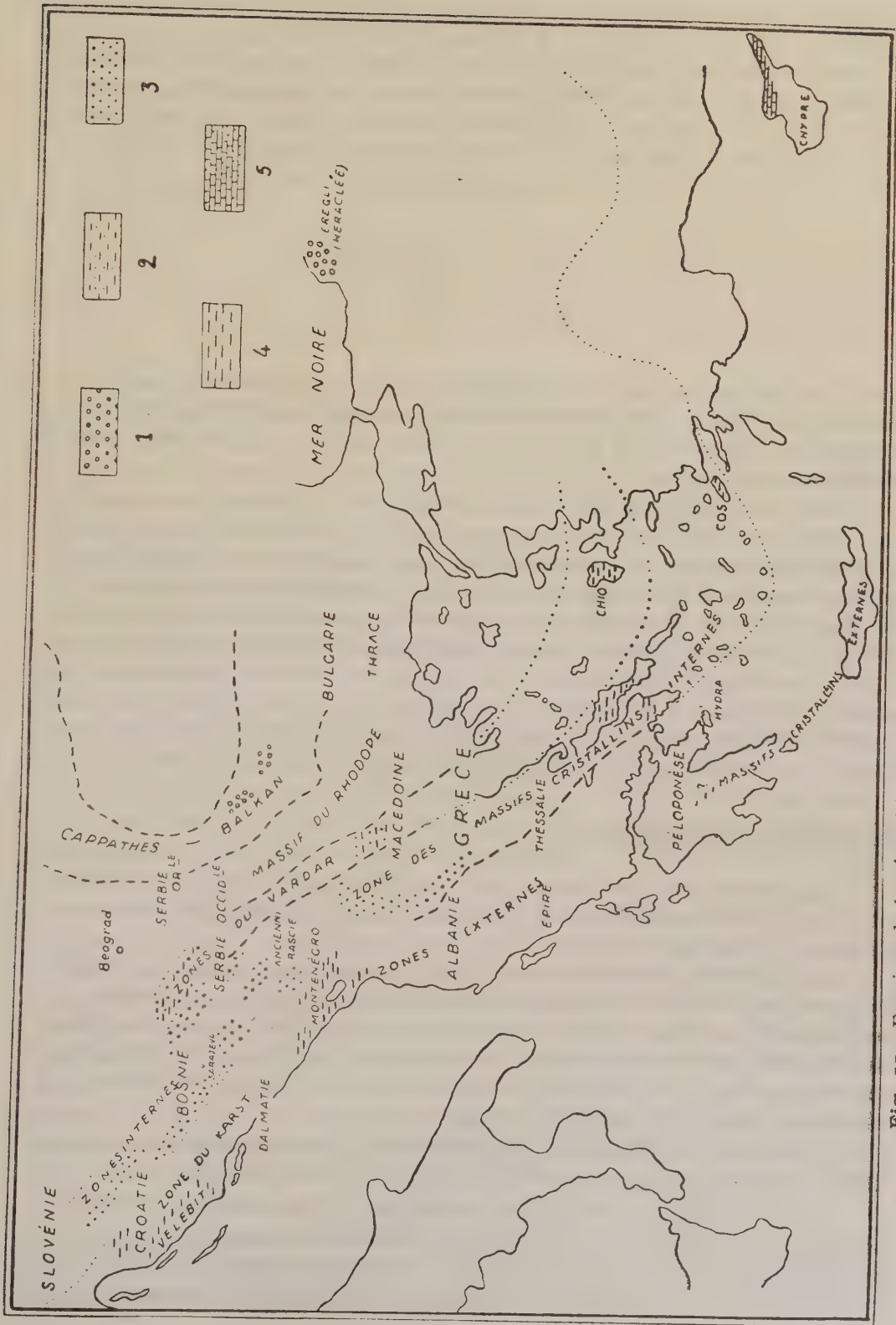


Fig. II. Esquisse de la répartition des faciès du Carbonifère et du Permien dans les Dinarides.

de certaines des zones qui vont s'y développer sera différent de celui des zones internes.

En résumé, les futures zones dinariques étaient ébauchées dès le Permien et même le Carbonifère supérieur. Dès cette époque, le domaine dinarique était soumis, lorsqu'il n'était pas émergé, à des influences strictement marines; il se distinguait par là nettement du sillon continental périphérique que constituait, au-delà du Rhodope, le rameau alpidique du système alpin.

CHAPITRE II

LE TRIAS

Les terrains triasiques, contrairement aux précédents, affleurent non seulement au NE du sillon méso-hellénique, sur la bordure SW du massif pélagonien, mais aussi au SW du Sillon, où ils forment la base des séries mésozoïques des zones externes.

Bien que les différences de faciès entre les zones qui vont caractériser le domaine dinarique pendant toute la durée des temps secondaires et une partie des temps tertiaires ne soient pas toujours très marquées dès le Trias, l'appartenance des affleurements aux diverses zones est généralement déjà décelable, ne serait-ce que par la considération des terrains surincombants et même sous-jacents. Les zones internes ayant été définies au chapitre précédent, nous allons à l'occasion de l'historique de nos connaissances sur le Trias, définir les zones externes, y compris celles qui ne traversent pas la région que nous étudions, afin que celle-ci soit située par rapport aux diverses unités qui participent à la constitution des Dinarides méridionales ou Hellénides.

Historique et généralités.

La présence de formations triasiques a été ignorée jusqu'à présent dans notre région, sauf au N du Pinde méridional où le Trias supérieur et moyen a été découvert par RENZ (1930).

Les grandes masses calcaires, visibles de loin, qui forment la partie S des monts Askion, ont été attribuées par AMI BOUÉ tantôt aux «terrains primitifs» tantôt au Crétacé, alors qu'il entrevit bien, sur la fin de sa vie (1870), l'âge triasique des calcaires qui leur font suite au N de Kastoria. Tout récemment les calcaires des monts du Vourinos ont été attribués au Paléozoïque (HIESSL-EITNER 1952; K. ZACHOS 1953).

Ajoutons que les pointements de Périvoli, présumés triasiques par C. NICULESCU (1915 b) sont en réalité du Crétacé.

Si l'on sort de ces limites, on constate que la connaissance du Trias n'a pas progressé parallèlement dans le massif pélagonien et dans les zones externes: la présence de terrains triasiques sur le premier fut soupçonnée ou admise par certains depuis longtemps, mais, en raison de la rareté des fossiles, la stra-

tigraphie n'y a, par la suite, guère fait de progrès; découverts plus tardivement dans les régions appartenant aux secondes, ces terrains y ont, par endroits, fourni des faunes abondantes et leur connaissance a fait de grands progrès, grâce, avant tout, aux travaux de C. RENZ. Nous allons examiner séparément les résultats acquis dans ces deux ensembles.

1. Le Trias sur le massif pélagonien.

Si AMI BOUÉ attribua d'abord les calcaires qui recouvrent les terrains anciens de la bordure SW du massif pélagonien «depuis Kastoria jusqu'à la Char Planina» au Crétacé, il les compara par la suite (1870, p. 258), plus correctement, aux calcaires du Dachstein. TOULA (1882) reprit pourtant la première opinion.

Cette incertitude à l'égard de l'âge de ces calcaires se perpétua fort longtemps; on les rattacha tantôt au Crétacé, tantôt au Trias, tantôt encore aux marbres paléozoïques. La source de ces hésitations se trouve dans l'absence ou la rareté des fossiles, la recristallisation des calcaires et le fait que le Trias et le Crétacé coexistent dans la même chaîne avec des faciès calcaires assez voisins.

CVIJIC (1901, cité dans SUESS, édition française p. 435) signala, en outre, la découverte d'un *Phylloceras* mal conservé, présumé jurassique, dans les calcaires de la rive W du lac d'Okhrida, au N de la presqu'île de Lin, près du village de Rodazhda. Cette découverte ne fut jamais répétée et ne fut guère prise en considération.

J. BOURCART (1922) se retrouva dans l'alternative Trias-Crétacé: ayant d'abord trouvé, dans le Mali-Thatë (montagne calcaire qui sépare les lacs de Prespa et d'Okhrida) des empreintes ressemblant à des Diplopores (1922, p. 48), il pencha pour le Trias; y ayant recueilli, par la suite, des restes de Rudistes, il se prononça pour le Crétacé pour finalement (1925) revenir à sa première interprétation en raison des découvertes rapportées par les géologues de guerre allemands.

E. NOWACK (1923-1924) avait adopté l'interprétation favorable au Crétacé, proposée par J. BOURCART. Cependant, d'autres géologues de guerre allemands ou autrichiens (WELTER 1919, GOEBEL, 1919, synthèse de KOSSMAT, 1924) qui avaient abordé ces mêmes calcaires par le NE, c'est-à-dire par leur base et en partant des formations paléozoïques, avaient attribué sans hésiter l'ensemble au Trias, d'autant plus que l'un d'eux (WELTER) avait découvert un *Haydenites* (Ammonite du Muschelkalk) à la base des calcaires, dans la presqu'île de Lin (lac d'Okhrida); en outre, KOSSMAT avait observé des empreintes de *Megalodon* du Trias supérieur dans des calcaires analogues de la zone du Vardar. Aussi, la carte de KOSSMAT (1924) étend-elle le Trias à l'ensemble des calcaires avoisinant les lacs de Prespa et d'Okhrida.

Au contraire, la carte de K. OSSWALD (1931) élargit considérablement l'aire du Crétacé, notamment dans le Mali-Thatë. Calcaires triasiques et crétacés sont représentés par des teintes presque identiques et accompagnées plus

d'une fois par les indices «Tk (Ck)» (Triaskalk, Kreidekalk), ce qui exprime l'incertitude où l'auteur s'est trouvé.

La carte géologique de l'Albanie, par E. NOWACK (1928), attribue encore une assez grande extension au Crétacé au S du lac d'Okhrida (où sa carte est limitée par la frontière), tandis qu'à l'W du lac, vers la presqu'île de Lin, il indique le Trias surmonté de Lias, ce qui vient confirmer, sur le tard, la découverte de CVIJIC.

Depuis lors, la connaissance du Trias de ces régions ne semble pas avoir fait de grands progrès. JARANOFF (1947) en confirme l'extension importante au N du lac d'Okhrida mais ne mentionne aucune nouvelle découverte de fossile. Signalons en passant la présence de gypse aux alentours du massif du Korab (60 km au N du lac d'Okhrida) qui est rapporté soit au Permien (NOWACK 1929) soit au Werfénien (KOBAR, 1952).

Plus au N, dans les zones internes de Yougoslavie, le Trias, affleure très largement et est connu depuis longtemps, mais encore imparfaitement. Ses faciès seraient variables : il offre tantôt (en particulier aux extrémités S et N) une série analogue au Trias alpin, schisto-gréseuse à la base, calcaire au sommet, tantôt une série plus monotone et plus profonde où dominent les schistes et les radiolarites. (Trias à Ammonites et Halobies du Zlatar, ZIVKOVIC, 1931).

Enfin, à l'autre extrémité du massif pélagonien, c'est-à-dire au SE de notre région, dans le massif ancien de Thessalie, l'appartenance au Trias des grandes masses calcaires du massif de l'Olympe a été présumée par CVIJIC (1908) mais n'a pas été encore établie avec certitude.

J. DEPRAT (1904) a découvert et décrit les calcaires triasiques à Mégalo-dontes de l'Eubée.

2. Le Trias dans les zones externes. Les zones de faciès.

Tout autre est l'histoire du développement de nos connaissances sur le Trias dans les zones externes, en Grèce occidentale et méridionale.

Longtemps totalement ignorée, la présence du Trias y fut révélée pour la première fois par H. DOUVILLÉ (1896). Depuis lors, grâce surtout aux patientes recherches de C. RENZ, de très nombreuses découvertes de fossiles ont permis d'établir une stratigraphie assez détaillée du Trias et d'y distinguer des zones de faciès, en corrélation avec ces zones dans les systèmes plus récents où elles sont généralement plus distinctes.

Il est impossible de donner un historique détaillé de ces découvertes, dont les résultats sont disséminés dans plus de soixante publications comprenant de nombreuses notes de géologie locale et des compte-rendus d'itinéraires ¹.

Je n'en donnerai donc ici qu'un résumé succinct qui me permettra d'introduire et de définir les zones de faciès que nous aurons constamment à prendre en considération dans les chapitres suivants.

1. On trouvera la bibliographie détaillée dans les ouvrages récents de RENZ (1940 et 1945).

La division en zones adoptée par RENZ au cours de ses cinquante années de recherches en Grèce occidentale et méridionale s'insère en partie dans le schéma qui avait été établi par PHILIPPSON (1898) sur la base de connaissances stratigraphiques encore rudimentaires; ces zones se prolongent sous d'autres noms vers le NW, en Albanie, en Yougoslavie et en Italie. Elles comprennent, du SW au NE (fig. 7) :

- I - la zone de Paxos, qui n'affleure que dans les îles ioniennes,
- II - la zone adriatico-ionienne;
- III - la zone (ou sous-zone) de Tripolitza;¹
- IV - la zone du Pinde-Olonos (Olonos-Pindoszone);
- V - la zone du Parnasse-Kiona (Parnass-Kionazone);
- VI - la zone de la Grèce orientale (Osthellenische Serie).

Rappelons que les massifs cristallins et cristallophylliens (Péloponèse-Crète, Attique-Cyclades, massif pélagonien) ne sont pas insérés par RENZ dans cette distribution concentrique des zones; ils portent respectivement les numéros (en chiffres arabes) 7, 8, 9; la zone du Vardar (Axioszone) devient la zone X.

Aucune formation antérieure au Crétacé n'est connue dans la zone de Paxos.

Dans la zone adriatico-ionienne, le Trias est calcaire et dolomitique: calcaires noirs carniens à Cardites, «dolomie principale» norienne, «calcaires du Dachstein» à Gyroporelles, Coraux et Mégalodontes, incluant le Lias.

Le reste de la série mésozoïque sera caractérisé par une certaine variabilité des faciès et par des récurrences de schistes et de jaspes.

Comme son nom l'indique, la zone adriatico-ionienne longe le rivage de la Mer Ionienne, puis de l'Adriatique jusqu'au golfe de Valona en Albanie, pour se poursuivre par une bande côtière étroite en Dalmatie (J. BOURCART, 1926) et se retrouver dans l'Apennin central (Marche, Ombrie, RENZ, 1940).

La sous-zone de Tripolitza est développée au NE de la précédente, surtout dans le Péloponèse. En opposition avec les zones qui l'encadrent, elle sera caractérisée par la permanence des faciès calcaires, généralement massifs, parfois dolomitiques. A la base de la série, on trouve des calcaires clairs, à Gyroporelles et Mégalodontes reposant sur les terrains métamorphiques du massif ancien du Péloponèse central et de Crète. Selon PHILIPPSON, qui a le premier distingué cette zone, on en retrouverait les faciès au N du golfe de Corinthe, à l'W de la chaîne du Pinde, en particulier dans la montagne de Gavrovo. Nous aurons l'occasion de revenir sur la question de la prolongation de faciès de Tripolitza.

La zone du Pinde-Olonos forme l'axe de la chaîne du Pinde et traverse le Péloponèse du N au S, y formant notamment les monts Olonos, d'où son nom; cependant, KOSSMAT la désigne sous le nom de zone du

1. Dite «sous-zone» par RENZ parce qu'elle n'a pas formé une unité tectonique distincte de la précédente (elles ne sont pas séparées par un plan de chevauchement) et qu'elles sont recouvertes par un même manteau de Flysch. Les faciès de la série mésozoïque dans ces deux zones sont cependant bien différents.

P i n d e - T s o u k a l i (Pindos-Cukalizone) car, après une disparition dans le Pinde septentrional et en Albanie moyenne,¹ on retrouve les mêmes faciès dans le N de l'Albanie, à la montagne du Tsoukali (NOPCSA, 1911) puis dans la mince zone des écailles de Budua et Spizza, le long de la côte de la Dalmatie.

La zone du Pinde-Olonos est à nouveau caractérisée par les fréquentes variations de faciès lithologiques, par des alternances répétées de calcaires généralement en lits minces parfois finement bréchiques, avec des schistes et des jaspes à radiolaires souvent rouges, mais aussi gris ou verts.

Le Trias y est représenté tout d'abord par de rares affleurements d'un calcaire massif, gris clair, contenant des Diplopores, rapporté par RENZ au Trias moyen.

La Carnien et le Norien ont, par contre, déjà le faciès caractéristique de la zone, comportant des lits minces de calcaires et de jaspes, à la surface desquels on trouve parfois d'innombrables empreintes d'Halobies.

En Argolide, de véritables accumulations d'Ammonites carniennes (couches de H. Andreas) ont été découvertes par RENZ (1911) sous les niveaux à Halobies.

Les deux zones suivantes ne sont pas aussi distinctes surtout du point de vue géographique, que les précédentes.

La zone du Parnasse-Kiona est surtout développée en Grèce méridionale, autour du massif de l'Attique (en Eubée moyenne, Locride, Béotie, NW de l'Attique, Argolide). Selon RENZ elle se poursuivrait, en une pointe, effilée, vers le N, jusqu'à la montagne du Kerkétion (Kotsiakas), dont il sera question plus loin. Comme la précédente, elle disparaît au niveau du Pinde septentrional et on la retrouverait, ou tout au moins une zone homologue, au N du grand accident transversal de Scutari-Pec dans la «Nordalbanische Tafel» de NOPCSA (1921) ou «zone du haut-Karst du Monténégro occidental et de Croatie» de KOSSMAT (westmontenegrisch-kroatisch Hochkarstzone); elle se poursuit ainsi tout le long du littoral adriatique et rejoint le bord S du Tyrol méridional.

La zone du Parnasse-Kiona est caractérisée à nouveau, comme celle de Tripolitza, par une série compréhensive où dominant les calcaires, parfois oolithiques et, accessoirement, les dolomies.

Le Trias inférieur (Werfénien) est schisto-gréseux ou même sableux; le plus souvent la série ne commence, par suite de décollements et de charriages, qu'avec le Trias moyen et supérieur, formé de calcaires massifs à Diplopores et Mégalodontes. Toujours en Argolide, au temple d'Esculape, ainsi qu'à l'île voisine d'Hydra, C. RENZ (1911, 1931, 1939) a découvert des faunes abondantes d'Ammonites triasiques (116 espèces à Hydra). L'attribution de ces niveaux à la zone du Parnasse-Kiona est sujette à discussion.

Nous n'aurons guère à nous occuper de la zone du Parnasse-Kiona, dont

1. Disparition en tant que zone cohérente montrant de grands affleurements d'un seul tenant; mais nous verrons que des pointements sortant du manteau de Flysch indiquent qu'elle se continue en profondeur, sous le Pinde septentrional et l'Albanie méridionale et moyenne.

la présence n'est pas évidente dans notre région. Nous verrons plutôt, dans les niveaux ayant des faciès rappelant ceux de cette zone, des termes de passage entre les zones franchement externes et les zones internes. L'intercalation, dans cette série, d'émersions crétacées, avec niveaux de bauxite, mais non de véritables plissements, accrédite cette interprétation (cf. p. 30, § 1).

La zone suivante distinguée par RENZ, la zone de la Grèce orientale est caractérisée par la présence des ophiolithes associées aux schistes et aux radiolarites («Schiefer-Hornstein-Serpentinformation» de PHILIPPSON).

Ainsi définie par rapport à une formation particulière, cette unité est très mal individualisée en tant que zone, du point de vue de son extension géographique et de ses limites. Ses affleurements sont constamment imbriqués avec, en particulier, ceux de la zone précédente, ce que RENZ attribue à des charriages de grande envergure, mais encore hypothétiques¹ tout en mentionnant l'existence, au moins probable, de termes de passage entre les deux zones (1940, p. 112).

Les ophiolithes étant très disséminées dans le S des Dinarides, la délimitation d'une zone définie par la présence de ces roches est quasi impossible. La zone du Vardar présente, notamment, un mélange embarrassant de formations de type Parnasse-Kiona et Grèce orientale (RENZ, 1940, p. 148); vers le N, on retombe dans les ambiguïtés du schéma de KOSSMAT, signalées au chapitre précédent.

Pour notre part, nous chercherons à retracer le plus concrètement possible la genèse des ophiolithes et la notion d'une zone isopique et tectonique spécifiquement liée à ces roches perdra ainsi toute signification.

Le Trias de la zone de la Grèce orientale - telle qu'elle est définie par RENZ - ne se différencie pas de celui de la zone précédente; il est attribué par RENZ à la première lorsqu'il est associé au cortège ophiolithique. On y rencontre surtout des calcaires gris à Gyroporelles et Mégalodontes (RENZ, 1945, p. 298); dans l'Othrys occidental C. RENZ et M. MITZOPOULOS (1938) ont découvert dans des calcaires du type de Hallstadt associés aux ophiolithes, une faune de Céphalopodes identique à celle du temple d'Esculape, en Argolide (où les ophiolithes sont aussi associées à des «calcare ammonitico rosso»).

Rappelons enfin que NOPCSA a découvert une faune d'Ammonites du Trias inférieur (décrite par ARTHABER, 1911) dans des écailles de calcaires lités situées à la base de la nappe ophiolithique de la Mirdita (Albanie du N); une faune identique, encore plus abondante, a été trouvée par RENZ et KTÉNAS (1928, 1931) dans l'île de Chio (zone du Vardar).

1. Les deux zones (Parnasse-Kiona et Grèce orientale) viendraient de la région de l'île d'Amorgos, à l'E du massif de l'Attique et des Cyclades, et auraient été charriées par-dessus celui-ci (RENZ, 1940 notamment p. 134 paragr. 4 et p. 146-147). Une telle hypothèse ne peut aucunement s'appliquer à notre région; d'une manière, générale, considérant, jusqu'à preuve du contraire, que le massif pélagonien et l'Attique sont homologues, nous supposerons que l'ordre de succession actuel des faciès correspond à l'ordre primitif.

LE TRIAS AU NE DU SILLON MESO - HELLENIQUE

La puissante masse calcaire qui surmonte les schistes cristallins et les formations paléozoïques du massif pélagonien atteint 1.000 m d'épaisseur.

Ces calcaires sont très recristallisés et pendant longtemps ne livrèrent ni fossiles ni microfaune. Dans ces conditions, l'âge de ces calcaires ne pouvait être approché que par comparaison et élimination.

1) Un âge crétacé pouvait être exclu car, ainsi que nous le verrons, les calcaires crétacés, semblables aux précédents par leur aspect dans le paysage, s'en distinguent par leurs conditions de gisements et leur microfaune toujours présente.

2) Un âge triasique et pro parte jurassique était le plus vraisemblable en raison de l'analogie de faciès et de situation entre ces calcaires et ceux des environs des lacs de Prespa et Okhrida.

Enfin, après de longues recherches, j'ai découvert dans ces calcaires des Diplopores indubitables, bien que mal conservés. M. MARCEL LEMOINE, qui a bien voulu examiner mes échantillons et qui y a fait faire de nombreuses lames minces n'a pu aboutir à des déterminations spécifiques en raison de la recristallisation des calcaires; il a cependant reconnu, en maintenant quelques réserves, le genre *Teutloporella PIA* exclusivement triasique et répandu surtout à l'Anisien (Virglorien) et au Ladinien.

Ces fossiles sont abondants dans des calcaires gris comprenant quelques lits roses, en bancs de 0,20 m à 0,50 m, qui se rencontrent dans le tiers inférieur de la masse calcaire, entre Siatista et Galatini (20 km au NE de Grévéna). J'en ai recueilli également dans un petit affleurement faillé des mêmes calcaires, situé au NE des monts Vourinos, au petit seuil que franchit le sentier qui relie les villages de Métamorphosis et de Vatéron. Dans les monts du Vourinos eux-mêmes, les calcaires sont encore plus cristallins que dans les monts Askion; je n'y ai observé, jusqu'à présent (au fond du ravin transversal dit Vourilakkos) que des traces douteuses de Diplopores et, dans un marbre gris sombre, des restes également indéterminables de Lamellibranches de petite taille.

L'attribution au Trias de la partie inférieure des calcaires paraît donc définitivement établie; leur partie supérieure doit correspondre au Jurassique, mais rien ne permet de situer la limite entre les deux systèmes. Nous discuterons un peu plus loin de l'attribution au Paléozoïque proposée par G. HIESSLEITNER et adoptée par K. ZACHOS pour les calcaires des monts du Vourinos.

La base des calcaires.

La base des calcaires n'est observable que là où affleurent les schistes paléozoïques, c'est-à-dire dans les monts Askion et les Kamvounia. Dans toutes les descriptions qui suivront, nous diviserons l'axe montagneux qui borde au NE le sillon méso-hellénique en trois secteurs, soit du NW au SE (fig. 4):

1) le secteur des monts Askion, long de 36 km, du lac de Kastoria à la vallée sèche de Porta où passe la route de Kastoria à Kozani;

2) le secteur des monts du Vourinos¹, long de 32 km; qui va de la vallée de Porta au grand coude de l'Haliakmon;

3) le secteur des Kamvounia, qui s'étend au SE de l'Haliakmon. Ce secteur est constitué en majeure partie par les schistes cristallins, dont nous n'aurons plus à nous occuper, mais il est bordé au NW par les calcaires, orientés ici SW-NE, constituant en particulier, sur la rive droite de l'Haliakmon, le mont Vounassa, où ils plongent fortement vers le NW.

Tant dans les monts Askion que dans les Kamvounia, les calcaires reposent directement et sans transition sur les schistes. Mais, outre que leur

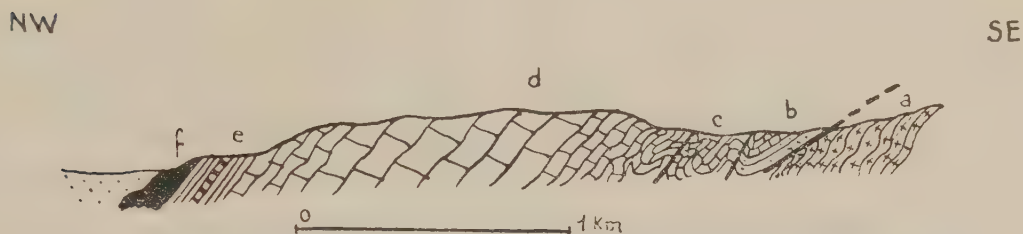


Fig. 12. Coupe le long du ravin à l'W du Mont Vounassa.

- a : Schistes cristallins.
- b : Grès calcaires ou schisteux, rouges ou verts
- c : Calcaires en lits minces, verts, roses, violacés } base du Trias
- d : Masse calcaire (Trias - Jurassique).
- e : Calcaires en lits minces, schistes et jaspes.
- f : Ophiolithes.

base est généralement cachée par de grosses accumulations d'éboulis, leurs conditions de gisement se prêtent mal à une analyse stratigraphique très détaillée du fait de l'existence apparemment constante d'une disharmonie tectonique entre les calcaires et leur soubassement schisteux.

Au SW du mont Vounassa, un ravin débouchant de la petite plaine de Dhiskata traverse les calcaires et permet d'observer leur base.

Des niveaux intermédiaires affectés de plissements énergiques s'insèrent entre les schistes cristallins et la masse principale des calcaires. La succession est la suivante, de haut en bas (fig. 12):

d) partie inférieure de la masse calcaire; calcaires blancs ou roses en bancs de 0,10 à 0,40 m, plus minces vers la base, plongeant vers le NW;

c) calcaires en lits minces, roses, verts ou violacés, affectés de plis disharmoniques; des raccords de couches et l'existence de termes de passage en-

1. Le terme «monts du Vourinos» désignera toujours, conformément à l'usage de la carte de l'E. M. hellénique, la totalité du secteur s'étendant de la vallée de Porta au coude de l'Haliakmon, qui comprend des calcaires et des ophiolithes, tandis que le terme de «Vourinos» employé isolément désignera la montagne constituée de péridotites, située à l'W des calcaires et qui, comprenant le point culminant (Vourinos, 1866 m), a donné son nom à l'ensemble.

tre c) et d) montrent qu'aucune discordance ne sépare ces deux niveaux; épaisseur de l'ordre de 50 m;

b) grès calcaires très fins, rouges ou verts, avec lits schisteux ou bréchiques, plissés et ondulés de la même manière que le niveau sus-jacent avec lequel ils semblent en continuité stratigraphique;

a) série cristallophyllienne des Kamvounia (schistes verts, micaschistes etc.). Elle est séparée des formations précédentes par une discordance et une disharmonie totale.

Dans le secteur des monts Askion, le laminage à la base des calcaires

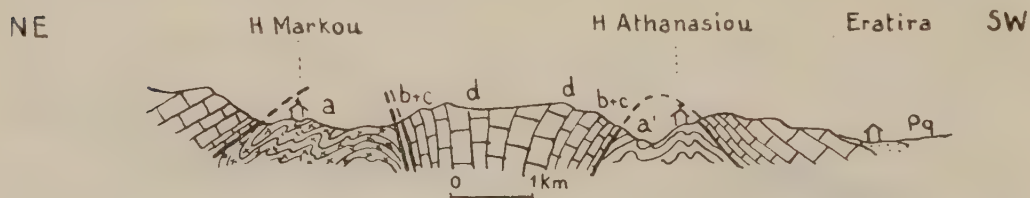


Fig. 13. Ravin de Hagios Markos à Eratira (Monts Askion).

a : Schistes noirs avec lits graphiteux (Carbonifère sup).

a' : Schistes et grès, rhyolithes anciennes (Permien?).

b et c : Calcaires, en lits minces, bariolés (base du Trias).

d : Calcaires à Diplopores.

est encore plus accentué; on y retrouve cependant, par exemple dans le ravin qui joint le bourg d'Eratira à l'église isolée de Hagios Markos, (fig. 13) des calcaires en lits minces, roses et verts, analogues à ceux du niveau c) de la coupe précédente.

Des calcaires rouges ou bariolés ont également été signalés en divers endroits de Macédoine (KOSSMAT 1924, p. 40, 42; JARANOFF, 1947, p. 34, 35) à la base de la masse calcaire; bien que souvent absents, sans doute à la suite de laminages, ils peuvent donc être considérés comme faisant normalement partie de la série sus-jacente aux formations paléozoïques. Par opposition à la sédimentation purement calcaire qui a suivi, ces niveaux plus ou moins siliceux et ferrugineux témoignent du remaniement par la mer des formations superficielles altérées du continent ancien.

Ce qui précède implique que les calcaires sont en place et résultent de l'envahissement par la mer du massif pélagonien. Le laminage à la base des calcaires impose d'évoquer l'hypothèse selon laquelle leur mise en place résulterait d'un charriage de grande envergure; dans ce cas, leur signification stratigraphique et paléogéographique serait entièrement remise en question.

Si les glissements sont incontestables, l'hypothèse d'un grand charriage (qui rappelle les discussions sur l'Attique et les conceptions «ultra-nappistes» de la structure des Dinarides) paraît ici hors de proportion avec les faits observés. On doit en effet tenir compte de ce que, sur le vaste domaine du massif pélagonien, les calcaires triasiques occupent, si l'on fait abstraction des laminages à leur base, leur place normale à la surface des formations paléozoï-

ques et montrent partout une grande cohésion et des pendages assez réguliers. Si l'on considère que cette région a subi, depuis le dépôt des calcaires, au moins deux phases de plissements importantes dont la seconde s'appliqua à un ensemble déjà profondément découpé par l'érosion, donc à des blocs isolés, aisément mobilisables, il est impossible d'imaginer que des masses aussi puissantes et aussi homogènes que ces tables calcaires n'aient pas glissé sur leur substratum schisteux. De tels glissements n'autorisent nullement à introduire la notion de nappe, surtout lorsque, comme c'est le cas ici, ils amènent une formation massive à reposer sur un substratum plus ancien que son substratum primitif.

On peut donc admettre que les calcaires représentent la couverture normale du massif pélagonien et que celui-ci fut, à la suite des émergences post-hercyniennes, de nouveau envahi par la mer vers le début du Trias, au plus tard au Trias moyen.

Les calcaires à Diplopores.

Les calcaires qui surmontent les niveaux inférieurs bigarrés et finement lités sont très monotones; ils sont disposés en bancs réguliers de quelques décimètres d'épaisseur, souvent peu distincts. L'ensemble est assez massif et atteint, comme nous l'avons noté plus haut, un millier de mètres d'épaisseur.

Cette sédimentation exclusivement carbonatée provient évidemment de la prolifération des algues calcaires et de leur remaniement par les eaux. La puissance de la formation oblige à admettre l'intervention d'une subsidence graduelle du fond de la mer.

Les calcaires qui forment l'axe du secteur du Vourinos ont été, nous l'avons vu, attribués récemment au Paléozoïque par G. HIESSLEITNER (1951-1952) qui consacra quelques lignes à cette région dans son travail d'ensemble sur les minerais de chromite et les serpentines des Balkans. Cette opinion, qui a été reprise par K. ZACHOS (1953) à l'occasion d'une étude détaillée des gisements de chromite du Vourinos, ne se fonde que sur l'aspect cristallin des calcaires ainsi que sur la présence d'un niveau de schistes modérément métamorphisés à leur partie supérieure (voir chapitre suivant)¹.

Or, les calcaires des monts Vourinos sont en continuité absolue avec ceux des monts Askion; leur relations stratigraphiques avec les terrains surincombants (ophiolithes et Crétacé) sont identiques. Aussi, bien que je n'y aie trouvé jusqu'à présent que des traces indéterminables de fossiles, les calcaires des monts du Vourinos sont certainement homologues de ceux des monts Askion et ne sont pas antérieurs au Trias.

Les premiers sont cependant légèrement plus cristallins que les seconds. Nous verrons qu'ils ont été recouverts par une masse plus importante

1. On peut ajouter que G. HIESSLEITNER, s'étant consacré surtout aux serpentines anciennes du centre de la péninsule balkanique, a systématiquement attribué un âge paléozoïque à toutes les ophiolithes des Balkans. Une telle généralisation ne peut être acceptée.

d'ophiolithes et que, en dehors de toute action thermique, la seule puissance de cette couverture est susceptible de provoquer la remise en mouvement de la calcite.

En outre, les calcaires des monts du Vourinos sont en moyenne plus finement lités que ceux des secteurs latéraux (bancs de 0,10 m) et s'écartent, de ce fait, du type des calcaires organogènes, plus massifs. C'est là le premier indice montrant que le détroit de Kozani, auquel correspond le secteur du Vourinos, était, dès cette époque, individualisé en tant qu'inflexion axiale. Cette hypothèse est admissible car des faits d'un autre ordre nous montreront qu'une telle disposition a régné au cours du Jurassique et des périodes suivantes.

En résumé, après l'envahissement par la mer de l'ancien continent pélagonien, les algues calcaires ont proliféré sur les hauts fonds en voie de subsidence; leurs débris s'accumulaient sur place et nourrissaient la sédimentation dans une zone plus déprimée qui devait déjà se trouver sur l'emplacement du détroit de Kozani.

Dans laquelle des zones décrites dans l'historique devrions-nous situer ces calcaires? C. RENZ à qui je les montrai lors d'une visite rapide qu'il fit à la région, en 1950, diagnostiqua la zone du Parnasse-Kiona et même le Jurassique de celle-ci pour leur partie supérieure. Cependant, comme ils supportent les ophiolites (cf. Chap. suivant), on devrait y voir «la zone de la Grèce orientale».

Nous nous bornerons, quant à nous, à une constatation tangible: ce Trias est la couverture sédimentaire du massif pélagonien. Si l'on tient à élargir cette notion et à parler en termes de zones, nous pourrions dire: nous sommes en présence du Trias de la zone des massifs cristallins internes, en soulignant toutefois que des variations de faciès demeurent possibles à l'intérieur d'une telle zone (épicontinentale), selon un processus dont nous avons pu voir l'amorce sur l'emplacement du détroit de Kozani.

LE TRIAS AU SW DU SILLON MESO-HELLENIQUE.

Disposition des grandes unités.

Le Trias n'apparaît pas dans le sillon méso-hellénique. Au SW de celui-ci, les affleurements des séries mésozoïques vont se présenter de trois manières différentes suivant les régions (fig. 4):

- 1: dans la zone axiale du Pinde septentrional, les ophiolites et le Flysch occupent d'immenses surfaces, tandis que les autres formations sont réduites à de petits pointements ou klippes qui n'ont entre eux aucun lien, aucune continuité; les affleurements sont régis par les hasards d'une tectonique de nappes empilées et il sera impossible d'y établir une stratigraphie cohérente;
- 2: au S du Pinde septentrional, les premiers contreforts du Pinde méridional nous montreront des ensembles de terrains mésozoïques très plis-

sés mais non morcelés, représentant principalement la série du Pinde-Olonos;

- 3 : enfin, sur le versant occidental du Pinde septentrional, les montagnes calcaires du Mitsikéli et du Tymphé¹ nous feront connaître une autre série dont les terrains forment un nouvel ensemble cohérent, très différent de celui du Pinde méridional.

Dans ce chapitre et dans la plupart des chapitres suivants, je décrirai d'abord la série du Pinde méridional, en me basant en partie sur mes observations personnelles, en partie sur les résultats obtenus par RENZ qui a consacré une bonne part de ses cinquante années de travail à la zone du Pinde-Olonos. Muni de cet élément de comparaison, je décrirai les affleurements du Pinde septentrional pour passer ensuite à la série du Tymphé.

Il est évident que pour certaines formations — comme, par exemple, les ophiolithes — cet ordre ne pourra être strictement observé.

I. Le Trias **dans l'extrémité N du Pinde méridional.**

Dans la partie du Pinde méridional qui nous intéresse, à savoir celle qui fait suite immédiatement au Pinde septentrional, au S du haut-Pénée et du Metsovitikos, le Trias n'est connu que dans la zone du Pinde-Olonos, les couches triasiques formant la base de la série.

On devrait s'attendre, en vertu de l'arrangement grossièrement parallèle ou concentrique des zones de faciès, à trouver, à l'E de la zone du Pinde-Olonos, des dépôts correspondant à celle du Parnasse-Kiona. Effectivement C. RENZ (1930) a découvert, sur la montagne du Kerkétion (Kotsiakas)² qui longe la plaine de Thessalie, des calcaires crétacés à *Orbitolina concava*, parfois oolithiques, qui, selon lui, sont symptomatiques de la zone du Parnasse-Kiona. J'ai donc parcouru le flanc oriental de cette montagne dans le but de rechercher les termes inférieurs au Crétacé; je n'ai trouvé, sous celui-ci, qu'une épaisse masse de Radiolarites accolée directement aux ophiolithes. La série du Parnasse-Kiona est donc ici, sauf découvertes ultérieures, soit incomplète pour des raisons tectoniques, soit originellement présente par quelques-uns de ses termes seulement, qui seraient alors des termes de passage entre deux zones. Bien que ce problème du Kotsiakas ne soit pas encore résolu, il sera plus d'une fois évoqué par la suite.

Dans le chaînon du Tringuia, comme dans le faisceau occidental, celui des monts Lakmon, où domine une structure en écailles, le Trias affleure géné-

1. Dans des notes antérieurs (1948, 1950 a) j'ai appelé le massif de Tymphé «massif de Gamila», qui est le nom populaire du massif, d'après le nom de son point culminant (2.497 m.). Les cartes récentes ont rendu à ce massif son nom antique de «Tymphé» que j'adopte d'autant plus volontiers qu'en dehors des deux notes précitées, il n'a jamais été mentionné dans la littérature scientifique.

2. La crête allongée NS du Kerkétion a été mentionnée à plusieurs reprises dans la littérature géologique sous son nom populaire, Kotsiakas. Seules les cartes récentes lui ont restitué son nom antique, Kerkétion.

ralement à la base de celles-ci, avec les faciés caractéristiques de la zone du Pinde-Olonos.

a) Les calcaires à Diplopores du Trias moyen.

La formation la plus ancienne que l'on y rencontre consiste en calcaires blancs, massifs, à Diplopores, très cristallins qui supportent les couches à Halobies du Trias supérieur; on peut donc, avec RENZ, attribuer ces calcaires à Diplopores au Trias moyen, bien que la recristallisation interdise toute détermination paléontologique précise.

Contrairement au Trias supérieur dont les affleurements sont très régu-



Fig. 14. Position des calcaires à Diplopores à l'extrémité NW des Mts Lakmon (W du cirque de Micro Péristéri).

fi : Flysch ionien (Eocène - Oligocène).

td : Calcaires à Diplopores du Trias moyen.

α : andésites.

ts : Trias supérieur (calcaires siliceux lités et jaspes à Halobies).

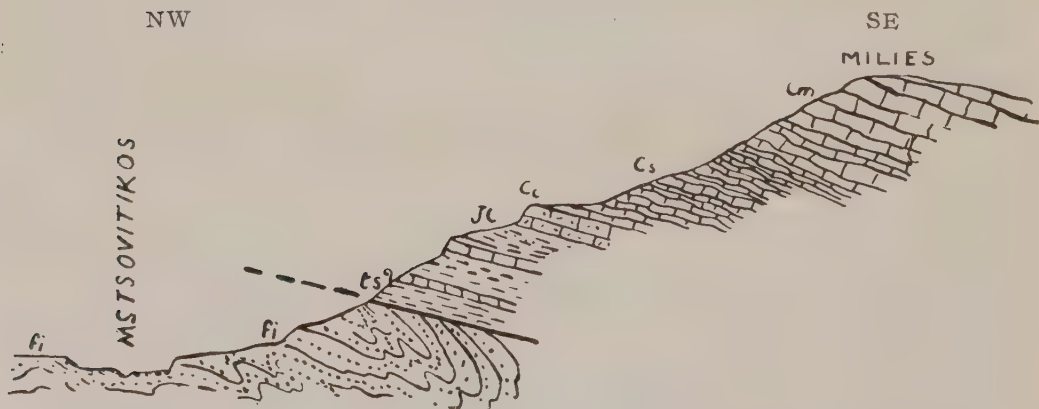


Fig. 15. La série mésozoïque du Pinde-Olonos au NW des Mts Lakmon. Profil passant un peu à l'E du précédent: les calcaires à Diplopores font défaut à la base de la nappe.

fi : Flysch ionien.

ts : Trias supérieur (probable).

JC : radiolarites jurassiques et infra-crétacées.

Cc : Calcaires bréchiques céno maniens.

Cs : Calcaires lités sénoniens.

Cm : Calcaires maestrichtiens.

liers, les calcaires à Diplopores n'apparaissent qu'à l'extrémité NW des monts Lakmon (fig. 14), sur la rive gauche du Metsovitikos, aux alentours des villages de Micro et de Mégalo Péristéri (Pl. IV, fig. 2). C'est là une petite zone extrêmement disloquée, qui sera décrite dans la partie tectonique; les calcaires

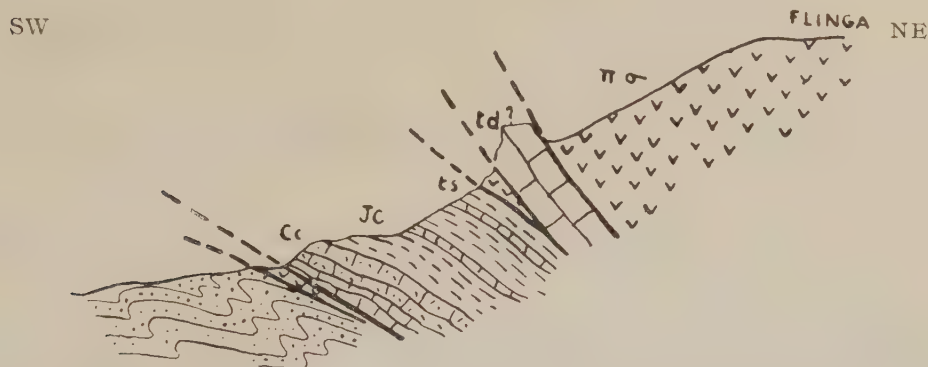


Fig. 16. Klippe renversée d'Aspra Litharia (sous Flinga).

Même légende que précédemment. En outre : $\pi\sigma$: péridotites et serpentines.

y sont brisés en blocs énormes amoncelés sur les pentes du Flysch éocène sous-jacent. A l'W du hameau de Paléokhori, ils sont plus massifs; un torrent y a creusé une gorge aux parois verticales, voire surplombantes, sans toutefois en mettre à nu la base.

Nulle part ailleurs, dans la région, on ne trouve la moindre trace de ces calcaires; RENZ lui-même n'en a trouvé l'équivalent qu'en deux endroits dans l'ensemble de la zone du Pinde-Olonos: à l'extrême S du Pinde, en Etolie (RENTZ 1928) et sur l'île de Rhodes (1929 a). Dans l'un et l'autre cas, les calcaires à Diplopores se trouvent, comme ceux du Péristéri, à la base d'écaillés frontales chevauchant l'avant-pays (zone de Tripolitza).

Il faut noter enfin qu'en Dalmatie méridionale, des calcaires analogues ont été rapportés au Trias supérieur (NOPCSA 1921) ou au Virglorien (BOURCART 1926).

On peut se demander si les calcaires à Diplopores représentent bien un faciès typique et constant du Trias moyen de la zone du Pinde-Olonos; étant donnée leur apparition sporadique à la base des écaillés les plus externes, et seulement de celles-ci, il ne serait pas surprenant qu'il ne s'agisse que d'un faciès de bordure, du passage de la zone du Pinde-Olonos à celle de Tripolitza.

La question est importante: il s'agit de savoir à quel moment s'est individualisée la fosse du Pinde-Olonos. La discussion en sera reprise à la fin de ce chapitre.

b) Manifestations éruptives: Ladinien.

Les calcaires à Diplopores sont traversés, dans la partie W de l'agglomération

mération (très disséminée) de Micro Péristéri, par des traînées de produits volcaniques dont la principale, longue de plusieurs centaines de mètres, est suivie par un ravin aux parois raides et croulantes. Il s'agit surtout d'une andésite comprenant de l'augite en grande partie chloritisée et d'assez grands plagioclases (andésine); la plus grande partie de la roche est altérée et pulvérulente et se distingue mal des produits de projection, qui semblent être présents, surtout vers le sommet; en plusieurs endroits, les roches encaissantes sont transformées, notamment verdies et durcies.

Vers le haut, ces traînées dépassent les calcaires massifs et atteignent les couches de calcaires et de jaspes gris qui les surmontent immédiatement; un peu plus au S, sur les parois qui dominent les lieux habités (hameau de Bourdanella), des amas des même roches éruptives apparaissent de place en place, à peu près toujours au même niveau (Pl. IV, fig. 3). On ne les observe plus dans les couches sus-jacentes.

La présence de ces roches éruptives avait été constatée par RENZ lors de de son passage dans cette région en 1928; il supposa qu'il pourrait s'agir d'une éruption récente due aux dislocations tectoniques. Le Flysch sous-jacent à la lame charriée, dans la vallée du Metsovitikos, ne m'a pourtant paru nullement affecté par ces éruptions, non plus que celui qui apparaît en fenêtre un peu plus au S, dans le prolongement des mêmes accidents; aucune venue volcanique de ce type n'a d'ailleurs été signalée dans le Flysch. Aussi bien la disposition des produits éruptifs que leur état d'altération me portent plutôt à penser qu'il s'agit d'une éruption ancienne, postérieure aux calcaires à Diplopores, mais antérieure aux calcaires et jaspes à Halobies du Carnien (voir plus bas), s'inscrivant donc dans les manifestations éruptives ladinienues si répandues dans la chaîne dinarique.

c) Les jaspes et calcaires à Halobies du Trias supérieur.

Les formations précédentes sont surmontées, au dessus du cirque où sont installés les divers hameaux de la commune de Micro Péristéri, par l'ensemble régulier, puissant d'un millier de mètres, des formations mésozoïques finement stratifiées de la série du Pinde-Olonos (Pl. IV, fig. 1). La base de cette série, qui affleure au dessus des hameaux de Paléokhorion et de Bourdanella (fig. 14-15) est constituée par quelque cinquante mètres de jaspes et de calcaires siliceux gris en lits minces ayant en moyenne 0,05 m d'épaisseur. On retrouve la même formation sur le front occidental de la lame charriée du Péristéri, notamment au débouché du ravin de Kalarrytai où, en l'absence des calcaires à Diplopores elle repose directement sur le Flysch tertiaire.

La surface de certains lits de calcaires y présente des empreintes de Daonelles et d'Halobies parmi lesquelles RENZ a distingué les espèces suivantes:

Monotis (Halobia) radiata GEMM.

Monotis (Halobia) superba MOJS.

Monotis (Halobia) insignis GEMM.

Monotis (Daonella) styriaca MOJS.

Ces formes sont, toujours selon RENZ, caractéristiques du Carnien, peut-être du Norien inférieur.

Ce faciès du Trias supérieur est extrêmement constant dans toute la zone du Pinde-Olonos, jusqu'à Rhodes, et se retrouve même en Asie Mineure. Dans la direction opposée, on le retrouve dans la zone du Tsoukali, entre Budua et les bouches de Cattaro.

La limite supérieure du Trias est encore indécise; la série se poursuit vers le haut par des jaspes rouges ou verts en lits minces comprenant des bancs calcaires, variée dans le détail mais très uniforme par ses caractères généraux, et les premiers niveaux fossilifères connus appartiennent au Crétacé.

2. Le Trias dans le Pinde septentrional.

Ainsi que je l'ai indiqué, de très nombreux pointements, lambeaux de poussée, copeaux calcaires ou siliceux jonchent l'étendue du Pinde septentrional; s'opposant par leur couleur et par leur forme aux grandes croupes de Flysch et aux masses sombres des ophiolithes, ils y constituent l'un des éléments caractéristiques du paysage (Pl. VI); dans la toponymie locale, ils sont presque toujours désignés par les mots de «Petra» ou «Litharia» diversement qualifiés: «Aspra Litharia» ou «roches blanches», «Mégali Pétra», «grande pierre» etc.

Ces pointements isolés sont les seuls affleurements des formations sédimentaires antérieures au Flysch qui existent dans le Pinde septentrional. Ils surgissent tantôt à la lisière du Flysch et des ophiolithes, tantôt au sein même de ces dernières où ils soulignent parfois des accidents tectoniques qui seraient sans eux difficiles à déceler. Des apparitions du même genre caractérisent également le domaine ophiolithique de l'Albanie moyenne et ont été décrites par NOPCSA (1911), J. BOURCART (1922) et NOWACK (1923). L'un de ces lambeaux, formé de radiolarites et de calcaires fins du type de HAN BULOĞ, a livré une faune d'Ammonites assez particulières, à affinités asiatiques, du Trias inférieur, qui a été décrite par ARTHABER (1911) et est connue sous le nom de faune de Kshira.

Il s'en faut de beaucoup, cependant, que tous ces lambeaux isolés appartiennent au Trias. Parmi ceux dans lesquels j'ai trouvé des fossiles, plusieurs se rapportent au Crétacé, l'un d'eux même à l'Eocène: nous sommes en présence d'une tectonique en nappes superposées et tous les termes d'un soubassement, qui lui-même est bouleversé, ont pu être arrachés et entraînés dans la translation des unités supérieures.

La prolongation vers le N de la zone du Pinde - Olonos.

Certaines klippes qui jalonnent le front SW des ophiolithes méritent d'être citées tout d'abord bien que la présence du Trias n'y soit pas établie par des fossiles déterminables. En effet, par leur faciès général, ces apparitions du soubassement du Flysch et des ophiolithes révèlent un fait dont l'importance

paléogéographique aussi bien que tectonique est primordiale : à savoir que les formations de la zone du Pinde-Olonos, qui disparaissent brusquement pour faire place aux ophiolithes du Pinde septentrional, se poursuivent en profondeur vers le NW sous les roches éruptives. Nous négligerons les nombreux petits blocs de calcaires ou de radiolarites dont les dimensions sont tout au plus de l'ordre du décamètre, souvent de quelques mètres seulement et nous nous arrêterons à un affleurement plus important dit «Aspra Litharia» (sous le sommet de Flinga, 12 km au N de Metsovon), où la série du Pinde-Olonos est plus complète, bien qu'apparemment renversée, et où la présence du Trias est à peu près certaine.

L'ensemble est chevauché et dominé par les ophiolithes (fig. 16). Vers le haut, 4 ou 5 pitons de calcaire blanc se trouvent au contact des péridorites serpentinisées et pratiquement implantées dans celles-ci, car on trouve un liseré de serpentines laminées à leur base. Leur faisant suite vers le bas, apparaît une série plus continue, bien qu'encore très bouleversée, s'étendant sur presque 3 km et formée de calcaires en lits minces et de jaspes gris ou rouges chevauchant le Flysch par l'intermédiaire d'une zone écrasée contenant encore des trainées de serpentines.

Un échantillon pris dans un niveau finement bréchique près de la base a révélé la présence d'Orbitolines ; ce niveau bréchique à Orbitolines existe dans le Pinde méridional, où il représente le Cénomanién, mais il est ici plus développé et contient des fragments de roches éruptives.

Au-dessus de ces calcaires, après une série de jaspes en lits minces, très plissés, identiques à ceux du Crétacé inférieur-Jurassique du Pinde méridional, la série se termine par des calcaires fins en plaques et des lits de jaspes gris ; ceux-ci montrent au microscope de fines traces en arcs largement ouverts, représentant des restes de coquilles de Lamellibranches à test mince. Ce faciès est celui du Trias supérieur de la zone du Pinde-Olonos.

Les calcaires massifs qui déterminent des escarpements à la base des péridotites sont cristallins et sans fossile ; on peut les assimiler aux calcaires à Diplopores.

On retrouve constamment les jaspes et les calcaires en lits minces caractéristiques de la zone du Pinde-Olonos le long de la limite du Flysch et des ophiolithes, que ce soit sur le front SW de celles-ci ou sur le pourtour des fenêtres de Flysch qui interrompent la monotonie des massifs ophiolithiques. Nous les mentionnerons à nouveau au cours des chapitres suivants ; mais d'ores et déjà, le fait fondamental de la prolongation primitive de la zone de sédimentation du Pinde-Olonos sur l'emplacement actuel du Pinde septentrional paraît définitivement établi.

Vestiges d'une zone de sédimentation intermédiaire.

Au coeur des massifs ophiolithiques apparaissent des pointements qui diffèrent des précédents tant par leur faciès que par leurs conditions de gisement. Certains d'entre eux ont fourni des fossiles triasiques.

Le premier de ces pointements consiste en calcaires gris-beige clair, sub-lithographiques, massifs ou mal stratifiés mais très diaclasés, faciès lithologique qui n'existe pas dans la série du Pinde-Olonos. Ces calcaires forment des pitons totalement isolés au sein des ophiolithes, avec lesquelles ils sont en contact intime, bien que tectonique, à 2 km au SW du village de Miléa (10 km NNE de Metsovon, pl. IV, fig. 4).

Un coup de marteau heureux de S. CHARALAMBAKIS, alors Assistant à l'Université d'Athènes, qui m'accompagnait, avec I. PARASKÉVAIDES, dans une tournée générale du Pinde septentrional, y mit à jour de belles empreintes d'Halobies, déterminées par RENZ comme se rapportant à *Halobia radiata* GEMM.

Des recherches ultérieures montrèrent que ce fossile est en fait fort rare dans ce calcaire. Par contre, dans un bloc immédiatement voisin (séparé du premier par quelque 20 m de serpentines), formé par un calcaire blanc, cristallin, j'ai trouvé d'innombrables Polypiers disposés en tubes parallèles, donc bien en place; trop recristallisés pour permettre une détermination spécifique, ces Polypiers peuvent cependant être rapportés au genre *Thecosmilia* qui a existé dès le Trias supérieur et s'est maintenu pendant tout le Jurassique.

Bien que contenant des Halobies, ce Trias supérieur se différencie donc nettement, par son faciès lithologique des calcaires et jaspes bien lités du Pinde méridional. Outre la nature exclusivement calcaire de la roche, la présence de Polypiers dans un bloc voisin prouve que nous sommes en présence d'une sédimentation plus littorale que la précédente, même si ces Polypiers datent du Jurassique et non de la période triasique, car les formations récifales sont inconnues dans toute la série du Pinde-Olonos.

Ces pointements ne représentent pas, comme ceux d'Aspra-Litharia, des portions du soubassement immédiat de la nappe ophiolithique arrachées et retournées par celle-ci; ils sont inclus dans les ophiolithes et ont été charriés avec elles à partir de régions plus orientales, plus internes. Nous verrons que les ophiolithes ont été émises au Jurassique, sur la bordure externe du massif pélagonien, c'est à dire sur l'emplacement actuel du sillon méso-hellénique. Le calcaire contenant les Halobies ressemble à ceux formés par les boues fines qui s'accumulent autour des récifs; on peut donc raisonnablement penser qu'il s'est déposé au large de la mer à Diplopores qui occupait encore, au Trias supérieur, le massif pélagonien, tandis que les Halobies y pouvaient émigrer de la zone du Pinde-Olonos immédiatement voisine.

Nous avons donc ici un indice certain de l'existence d'un domaine que l'on peut considérer comme intermédiaire entre le massif pélagonien et la zone du Pinde-Olonos, domaine où la sédimentation était purement calcaire, non siliceuse, où pouvaient se développer des récifs, mais dont la faune révèle, du moins au Trias supérieur, l'influence du domaine pélagique.

Un autre pointement fossilifère se trouve encastré dans les ophiolithes près du village de Néa Koutsoufliani (15 km à l'E de Metsovon); il consiste en un calcaire pétri de petits Brachiopodes, bien conservés extérieurement, mais dont l'appareil brachial a été détruit par la recalcification. Cette faune se rapproche le plus des faunes de Brachiopodes triasiques décrites par BITTNER

et provenant principalement de Bosnie et d'Asie Mineure. On y reconnaît (avec les réserves qu'impose l'absence d'appareil brachial) les formes suivantes : ¹.

Aulacothyris cf. *angusta* SCHLOTH.

Waldheimia cf. *bukowskii* BITTNER

Terebratula cf. *suspecta* BITTNER

Coenothyris cf. *vulgaris* SCHLOTH.

Rhynchonella cf. *mentzelii* BUCH

Rhynchonella cf. *levantina* BITTNER

La première forme se trouve dans le Trias alpin (BITTNER 1890), la seconde et la dernière, dans le Trias de Balia, Asie Mineure (BITTNER 1891, 1892), les trois autres dans le Trias de Bosnie, (BITTNER 1902). En plaque mince on n'observe que quelques Foraminifères sans signification stratigraphique (*Textularia*, *Lagena*, *Trochammina*, etc.) ainsi que des tubes de Serpules.

Un niveau un peu plus élevé contient des radioles d'Oursins et des tiges de Crinoïdes, qui pourraient se rapporter au Lias, avec *Millericrinus* sp. et même au Bajocien, avec des radioles qui pourraient provenir de *Cidaris truculenta* De LORIOI.²

Ces calcaires représentent peut-être un de ces nids fossilifères localisés qui se perpétuent parfois dans les mêmes lieux pendant de longues périodes ; ils n'en fournissent pas moins un nouveau témoignage de l'existence de conditions néritiques dans la zone d'origine des ophiolithes, ou tout au moins sur leur parcours ultérieur, en tous cas dans une région qui ne pouvait être qu'interne par rapport à la zone du Pinde-Olonos, et comme nous le verrons au chapitre suivant, externe par rapport au massif pélagonien.

3. Le Trias

à l'W du Pinde septentrional.

Les formations épaisses du massif de Tymphé et de la longue crête du Mitsikéli ne paraissent pas avoir été suffisamment érodées pour mettre à jour le Trias. Je n'y ai trouvé aucune formation antérieure au Crétacé et je remettrai donc à plus loin tous développements sur la nature de ces massifs et sur les terrains que l'on y rencontre. Il n'est toutefois pas inutile de signaler dès à présent, afin de situer les grands ensembles, que nous y trouverons une série exclusivement calcaire et dolomitique ayant beaucoup d'analogies avec celle de la zone de Tripolitza ; la structure de ces massifs suggère, d'autre part, l'existence en profondeur d'un socle rigide ayant résisté aux efforts de compression. Par tous ces caractères cette zone s'oppose donc radicalement à celle du Pinde-Olonos, comme à tout ce qu'on trouve dans le Pinde septentrional.

Si le Trias y était connu, il est hors de doute qu'il s'y trouverait sous la forme de calcaires ou de dolomies à Gyroporelles et Mégalodontes du Trias

1. Cette faune a été étudiée par Melle DROT, du C. E. D. P.

2. Déterminations de M. ROMAN, du C. E. D. P.

supérieur comme dans la zone adriatico-ionienne voisine et comme dans la zone de Tripolitza au Péloponèse.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS (fig. 17 & 18).

1. Sur le massif pélagonien, après une émergence post-hercynienne qui a pu se prolonger pendant le Werfénien, on assiste à une transgression brusque et généralisée; il semble qu'aucun relief émergé n'ait subsisté pour fournir des galets à un conglomérat de base. Sur ce vaste plateau sous-marin en voie de subsidence, les algues calcaires ont proliféré et ont donné naissance à une puissante masse calcaire dont le dépôt s'est poursuivi de manière ininterrompue jusqu'à la fin du Trias.

Il est possible que sur l'emplacement du détroit de Kozani s'était dessinée, dès le Trias, une dépression transversale où s'accumulaient les boues calcaires résultant de la destruction des organismes.

2. La zone de sédimentation correspondant aux faciès de la série du Pinde-Olonos se poursuivait vers le NW sur l'emplacement du Pinde septentrional, où ses formations n'affleurent qu'en lambeaux isolés.

Nous avons vu au chapitre précédent que l'émergence post-hercynienne n'était pas prouvée et était même improbable dans la zone du Pinde-Olonos. De même, on ne peut être certain que le faciès des calcaires à Diplopores se soit étendu à toute cette zone au cours du Trias moyen. Les seuls affleurements de ces calcaires se trouvent au front occidental des nappes ou des écaillés du Pinde et pourraient y représenter un terme de passage aux faciès calcaires des zones plus externes. Dans les régions axiales du Pinde, les anticlinaux les plus accentués ne les mettent pas à jour: on peut donc se demander ce qu'a pu devenir, si elle a existé partout, une masse calcaire de cette importance.¹

Les faciès typiques de la zone du Pinde-Olonos: calcaires finement lités et jaspes, font irruption dès le Trias supérieur. Les quelques manifestations éruptives attribuées au Ladinien sont peut-être en rapport avec ce changement de faciès mais ne semblent pas assez importantes pour l'avoir déterminé directement. Il y aurait là, tout au plus, deux effets liés à une même cause, à quel que changement de la topographie sous-marine.

Tout contribue, en effet, à prouver que dès le Trias supérieur -au plus tard-, les formations de la série du Pinde-Olonos se sont déposées dans une fosse océanique allongée suivant l'axe de la future chaîne. L'existence de cette fosse, qui fut d'ailleurs plus ou moins marquée aux diverses époques, découle des indications concordantes suivantes.

a) Absence totale, dès le Trias supérieur, des formations récifales ou provenant d'algues calcaires, comme aussi de toute macrofaune benthonique.

b) Prédominance des sédiments fins et bien lités résultant de l'étalement

1. On peut toutefois supposer que le changement brusque de nature lithologique et de compétence ait favorisé le décollement à ce niveau.

régulier et tranquille sur le fond de la mer de particules généralement fines. Quelques niveaux microbréchiqques font seuls exception et correspondent, nous le verrons, à des mouvements dans les régions voisines.

c) Présence fréquente et souvent exclusive de jaspes à Radiolaires. Nous discuterons à notre tour, au chapitre suivant, du problème tant de fois agité de la signification de cette formation ; nous verrons que sa répartition dans notre région impose d'admettre que si, dans certaines conditions chimiques favorables (liées à la présence des ophiolithes), le dépôt des jaspes à Radiolaires put être indépendant de la profondeur, celle-ci dut intervenir, tout au moins pour empêcher l'accumulation du calcaire, lorsque les sources du chimisme silico-ferro-rugineux étaient plus éloignées.

d) Dans les radiolarites se trouvent souvent des nodules, des couches ou des imprégnations d'oxyde de manganèse.

e) La modeste épaisseur totale de la série du Pinde-Olonos, qui ne dépasse guère 1.000 m, du Trias moyen au Maestrichtien (contre 5.000 m pour l'Oligo-Miocène du sillon méso-hellénique), témoigne aussi du caractère pélagique de la sédimentation dans cette zone. Par cette épaisseur relativement faible, ainsi que par l'absence totale de dépôts terrigènes — en dehors du Flysch, lequel n'est pas spécifique de cette zone — la fosse du Pinde-Olonos s'écarte du géosynclinal classique.

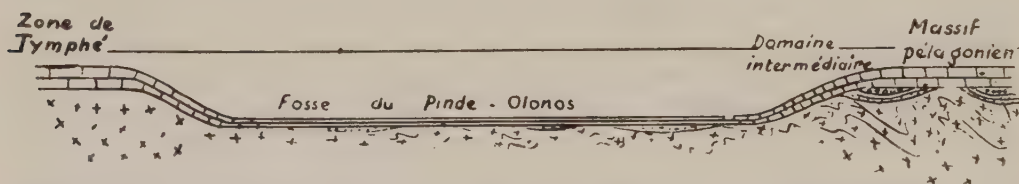


Fig. 17. Coupe théorique des zones de sédimentation au Trias supérieur, la zone du Pinde-Olonos étant supposée déroulée.

f) Pourtant, la zone du Pinde-Olonos possède, outre les caractères précédents, celui d'avoir été la zone où les plissements ont atteint leur maximum d'intensité et ont abouti à une tectonique en écailles, voire en nappes de charriage. La fosse du Pinde-Olonos était donc une fosse *orogène*, une fosse qui devait donner, plus que toute autre zone, naissance à une chaîne plissée.

Le tréfonds de cette fosse était donc tout spécialement plastique. La sédimentation en lits minces et les alternances lithologiques qui caractérisèrent de bonne heure la zone du Pinde-Olonos et opposent ses formations à celles des séries voisines, plus massives et plus homogènes — à l'échelle du lit —, furent peut-être une conséquence de la mobilité du tréfonds et des fréquents changements qui en résultèrent dans les relations entre la fosse et les aires d'où provenaient les matériaux déposés (calcaire des organismes, silice et fer des roches éruptives).

3. Du côté externe par rapport à la zone du Pinde-Olonos, se retrouvait un plateau sous-marin stable où, pendant tout le Trias, se sont développés les calcaires à Diplopores, à coraux et à Mégalo-dontes.

4. Enfin, en dépit de la mise en place ultérieure des ophiolithes, quelques indices nous ont été transmis concernant l'existence d'un domaine intermédiaire - à la fois par sa situation et par le type de sédimentation - entre les hauts-fonds du massif pélagonien et la fosse du Pinde-Olonos.

Dans l'arrangement parallèle ou concentrique des zones de faciès dans les Dinarides méridionales, ce domaine correspond, par sa situation, à la zone du Parnasse-Kiona et à celle du haut karst monténégrin-croate. Cependant, ces zones ont une extension très supérieure à celle que l'on peut attribuer au domaine intermédiaire qui existait au niveau du Pinde septentrional, même en tenant compte des bouleversements et des recouvrements tectoniques. En ou-

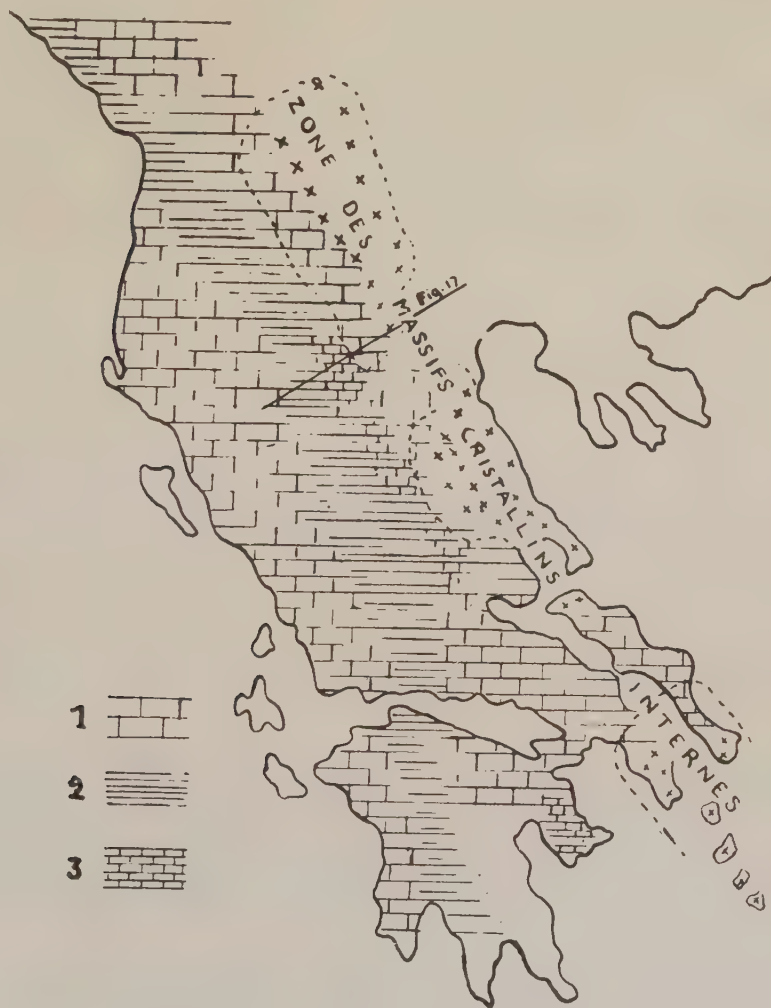


Fig. 18. Répartition des faciès du Trias supérieur dans les Dinarides méridionales.

- 1 : calcaires épais à Diplopores ou Mégalo-dontes.
- 2 : faciès océanique, jaspes et calcaires lités à Halobies (zone du Pinde-Olonos).
- 3 : faciès intermédiaire: calcaires à Halobies ou Brachiopodes, occasionnellement à Ammonites (Othrys, Argolide).

tre, le faciès des calcaires à Diplopores, coraux et Mégalodontes a dominé dans ces zones jusqu'à la fin du Trias et au-delà; les rares exceptions - Othrys, Argolide, etc. - montrent que des approfondissements locaux n'étaient pas exclus.

Quoi qu'il en soit des homologues entre zones, la conclusion suivante s'impose: dans le S de la Grèce comme à la hauteur du karst yougoslave, une large zone essentiellement caractérisée, au Trias, par le développement des calcaires organogènes, s'insère entre la zone des massifs cristallins internes et la fosse du Pinde-Olonos; dans notre région (et, selon toute apparence, dans toute l'Albanie intérieure, où dominent aussi les ophiolithes), cette zone intermédiaire fut très réduite, très étroite.

En d'autres termes, le passage des hauts fonds du massif pélagonien à la fosse du Pinde-Olonos était, au niveau du Pinde septentrional, relativement rapide; il correspondait à une flexure brutale et non à une sorte de plateau continental étendu. La zone de passage du massif ancien à la fosse orogène subissait à ce niveau un approfondissement local qui, nous le verrons, devait atteindre son maximum à la hauteur du détroit de Kozani: c'est ainsi qu'à l'époque actuelle le maximum de profondeur de la fosse ionienne (4.400 m) est situé à la hauteur du détroit qui sépare le Péloponèse de la Crète.

CHAPITRE III

LE JURASSIQUE

Les terrains sédimentaires du système jurassique sont représentés tant au NE qu'au SW du sillon méso-hellénique. Ils se sont révélés, jusqu'à présent, fort peu fossilifères, et n'ont pu se prêter à des études stratigraphiques précises.

Outre les terrains sédimentaires, c'est au Jurassique que l'on doit rapporter les grosses masses de roches éruptives basiques et ultra-basiques ou ophiolithes qui ont dans notre région un développement particulièrement important.

Nous allons donc être amenés, dans ce chapitre, à étudier pour la première fois les ophiolithes, mais uniquement du point de vue stratigraphique, du point de vue de leur position dans la série naturelle des terrains, de leurs relations avec les formations sédimentaires qui les encadrent. Nous les retrouverons dans la partie consacrée à la tectonique, où nous étudierons leur comportement spécifique dans l'édifice structural et leur rôle dans la tectogénèse; leur constitution pétrographique fera l'objet d'une étude séparée.

Cependant, même dans le cadre limité de ce chapitre, nous ne pourrions nous abstenir d'aborder certains des problèmes fondamentaux concernant les ophiolithes, notamment celui de leur mode d'émission, des conditions de leur mise en place. Il est évident, en effet, que l'appréciation de leur âge exigera que l'on puisse s'assurer que les contacts avec les roches sédimentaires sont originels et non dus aux mouvements orogéniques; et qu'ensuite, les conclusions auxquelles on aboutira seront différentes selon que les contacts seront

interprétés comme dus à des épanchements, des laccolithes, des intrusions, voire à la métasomatose.

Tous ces problèmes devront être évoqués ici une première fois, et la seule considération des relations entre les terrains nous suggérera des solutions qu'il appartiendra aux études spéciales qui suivront de confirmer et de développer.

Historique.

La présence de Jurassique sédimentaire n'avait jusqu'à présent jamais été signalée dans la région qui fait l'objet de ce travail; celle des grandes masses de roches éruptives basiques était connue, d'autant plus que, par leur puissance et leur couleur elles se reconnaissent de loin au premier coup d'oeil; elles avaient été signalées dans le Pinde septentrional et brièvement décrites par AMI BOUË et VIQUESNEL, HILBER (1894) et PHILIPPSON (1896) enfin par C. NICULESCU (1915 b).

La première découverte de Jurassique fossilifère en Grèce est due à BOBLAYE (1833), qui, lors de l'«Expédition scientifique de Morée» trouva des fossiles kimméridgiens (Nérinées, *Diceras*) dans un conglomérat serpentineux aux environs de Nauplie (Péloponèse). Plus tard, L. CAYEUX (1904) retrouva ce gisement qui avait échappé aux investigations de PHILIPPSON.

PARTSCH et ZITTEL (1888) décrivirent le Lias fossilifère à Corfou.

En Grèce continentale, la première découverte de Jurassique remonte à celle du Lias à Brachiopodes de la vallée du Vyros (Epire méridionale) par PHILIPPSON (1894).

Par la suite, ce furent encore les travaux de C. RENZ qui vinrent enrichir nos connaissances sur ce système dans la Grèce occidentale et méridionale; ses patientes recherches, jointes à celles de quelques autres géologues, ont abouti à des résultats inégaux dans les diverses zones définies au chapitre précédent.

Je vais en donner un résumé sans me référer à toutes les publications où ils sont disséminés.

Dans la zone *a d r i a t i c o - i o n i e n n e*, les calcaires coralliens du Trias englobent le Rhétien et sont surmontés par des calcaires à Brachiopodes. Du Domérien au Bathonien inclus, deux faciès coexistent: «calcare ammonitico rosso» typiquement mésogéen et schistes noirs à *Posidonomya bronni* analogues à ceux de l'Allemagne méridionale. Cette dualité serait, selon RENZ (1927), l'indice de mouvements verticaux entraînant des variations de profondeur.

Au Jurassique supérieur, les faciès sont de nouveau unifiés et, après un épisode à *P. alpina*, débute la série de Viglès (Viglaes) qui, avec des alternances de calcaires en plaquettes, de schistes et de jaspes à Radiolaires, représente une invasion du faciès de la série du Pinde-Olonoos, bien qu'elle fut séparée de celle-ci par la zone de Tripolitza, exclusivement calcaire. Epaisse de 450 m, elle se poursuivra dans le Crétacé inférieur. Les fossiles y sont rares: *Aptychus*, *Phylloceras*, *Lytoceras*, enfin des Echinides (JEANNET, 1928).

Dans la sous-zone de Tripolitza, le Jurassique n'est connu que dans le Péloponèse et en Crète; il se présente avec le faciès calcaire typique de cette série, contenant des organismes dits *Cladocoropsis* (*C. mirabilis*, *FELIX*) ou *Lovcenipora*¹, dont les affinités zoologiques sont douteuses (Polyptères «spongiomorphides» ou Bryozoaires, RENZ 1926, 1930, 1931); ces organismes, caractéristiques des séries purement calcaires, se retrouveront dans la zone du Parnasse-Kiona; on les a signalés à Chypre, en Syrie et jusqu'au Japon; RENZ les a retrouvés dans les Alpes suisses sous les couches à *Exogyra virgula*.

Dans la zone du Pinde-Olonos, la série qui a été décrite au chapitre précédent se poursuit, concordante et sans trace de lacune, depuis le Trias supérieur jusqu'au niveau repère à Orbitolines du Cénomanien. Le Jurassique doit donc y être intégralement représenté, mais toute cette partie de la série où dominent les radiolarites rouges et vertes s'est révélée jusqu'à présent extrêmement pauvre en fossiles caractéristiques. RENZ (1929) signala un horizon à Posidonomyes (Lias supérieur) découvert à Rhodes ainsi que des Calpionelles du Tithonique dans la région d'Agapha.

La zone du Parnasse-Kiona est encore caractérisée au Jurassique par la prédominance des faciès calcaires; le Jurassique supérieur est fossilifère, avec *Cladocoropsis*, *Diceras*, Actéonines (*A. acuta* D'ORB.), des calcaires à coraux, notamment *Ellipsactinia*² (*E. ellipsoidea* STEINM.), accompagnés de Nérinées et d'autres Gastropodes (DEPRAT 1904, MORET et ROCH 1924).

Comme au Trias nous retrouvons, dans la zone du Parnasse-Kiona ou rattachés à celle-ci dans la synthèse de RENZ, certains faciès aberrants, notamment dans des régions où les formations du Parnasse-Kiona voisinent avec celles du Pinde-Olonos: comme au Trias, c'est encore en Argolide qu'on retrouve des gisements d'Ammonites («calcare ammonitico rosso» d'Ortholiti, Lias supérieur, RENZ 1907, 1909).

Au NW de la Grèce, le Jurassique des zones externes des Dinarides est semblable à celui qui vient d'être décrit. Les termes inférieurs de la zone adriatico-ionienne s'ennoyant à la hauteur des côtes albanaises, c'est le Jurassique avec son faciès profond que l'on rencontre le long de la côte dalmate (zone du Tsoukali), où il a livré quelques Ammonites (*P. transitorius*) (BUKOWSKI 1901). Dans la zone du haut-Karst du Monténégro, d'Herzégovine et de Croatie, ce sont les faciès calcaires qui dominent, parfois rouges et un peu schisteux au Lias supérieur, mais généralement massifs et zoogènes, avec *Ellipsactinia* et Gastropodes (BESIC 1937, PETKOVIC 1950, KATZER 1926, KOCH 1933, TIEZTE 1884, etc.).

A l'E et au NE des zones précédentes, c'est-à-dire dans la «zone de la Grèce orientale» de RENZ, dans l'Albanie intérieure, et jusqu'en

1. D'après la montagne de Lovcen, S des bouches de Kotor, GIATTINI 1902. Serait aussi id. à *Pachypora intaleulata*, WANNER 1907.

2. Après OPPENHEIM et PARONA (1919), K. V. PETKOVIC (*Ann. géol. Pen. Balk.* 1950 p. 37-39) a attiré récemment l'attention sur le fait que les *Ellipsactinia* n'étaient pas strictement caractéristiques du Jurassique supérieur, mais pouvaient monter dans le Crétacé inférieur, sans doute jusque dans l'Hauterivien (Cf. CANAVARI 1893).

Bosnie, l'établissement d'une stratigraphie du Jurassique s'est heurtée à de grandes difficultés en raison de la présence des roches éruptives basiques et du grand développement des schistes et jaspes sans fossiles qui les accompagnent, en raison aussi de la complexité des structures, de la fréquence des recouvrements anormaux qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer des superpositions stratigraphiques normales. Ce sont toutes ces difficultés qui expliquent que des opinions très diverses ont été exprimées au sujet de l'époque des venues ophiolithiques, souvent dans les mêmes massifs.

En dépit de leurs divergences, les conclusions de tous les chercheurs qui ont observé les roches éruptives basiques et ultra-basiques des Dinarides ont ceci de commun que malgré le caractère souvent massif, «plutonien», de ces roches, ils ne les ont jamais assimilées aux formations cristallines anciennes, mais les ont toujours liées aux séries sédimentaires, principalement secondaires.

Dès 1832, AMI BOUÉ émit l'opinion, sur la foi des observations de BOBLAYE au Péloponnèse, que «les jaspes et épanchements volcaniques paraissent représenter tout à fait le système moyen et supérieur du Jura». Plus tard (1840) il les rapporta au Crétacé, comme le firent aussi NEUMAYR (1880) et PHILIPPSON (1895), principalement sur la base de leurs observations dans l'Othrys (ophiolithes sous le Crétacé et sur des «calcaires inférieurs» attribués par erreur au même système). Par contre, HILBER (1895), frappé, dans le Pinde par le contact étroit entre Flysch et ophiolithes, attribua celles-ci à l'Eocène, d'où s'ensuivit une vive polémique avec PHILIPPSON.

DE LAUNAY (1898), partant de ses observations autour de la Mer Egée et les comparant avec celles des auteurs ayant travaillé plus à l'W, arriva à la conclusion —qui sera confirmée par la suite— qu'il existe... «des serpentines de deux âges principaux les unes primaires, les autres secondaires ou éocènes».

L. CAYEUX (1903) rapporta les «éruptions secondaires de l'île de Crète» au Jurassique supérieur (Kimméridgien). Il situa avec perspicacité la question des relations de ces éruptions avec l'orogénèse: elles seraient «non pas consécutives d'un soulèvement, comme c'est le cas général, mais de mouvements d'affaissements localisés sur les emplacements de la future chaîne et nettement antérieurs à la surrection de celle-ci».

DEPRAT (1904) place la venue des roches basiques «entre le Suprajurassique et le Flysch éocène».

C'est encore au Jurassique que RENZ (1912) attribue les ophiolithes, bien que, préoccupé de stratigraphie et de paléontologie, il ne s'appesantit jamais beaucoup sur les problèmes relatifs aux roches éruptives. J'ai signalé au chapitre précédent les difficultés que, de son propre aveu, il éprouvait à délimiter sa «zone de la Grèce orientale» et à la définir en tant que série sédimentaire complète, unité autonome, indépendamment de la seule présence du cortège ophiolitique. Notamment, le soubassement de celui-ci est divers et difficile à distinguer des formations de la série du Parnasse-Kiona: souvent formé, comme ces dernières, de calcaires massifs, il comprend parfois, en Argolide et en Phocide (Helikon), peut-être dans l'Othrys occidentale, des formations plus bathyales, notamment le «calcare ammonitico rosso» du Lias supérieur (RENZ 1945).

G. D. VOREADIS (1932) place, lui aussi, les roches basiques de Salamis, avec les schistes et jaspes (Schiefer-Hornstein) qui les accompagnent, dans le Jurassique.

En Albanie, NOPCSA (1911) distingue les roches de type nettement volcanique — «tuffites», mélaphyres, et diabases — des serpentines qui les accompagnent dans la Mirdita: les premières seraient triasiques, les secondes, jurassiques. Les premières pourraient se rapporter aux éruptions ladinienes connues en d'autres points des Dinarides. J. BOURCART (1922) place les «Roches vertes» dans le Jurassique et E. NOWACK (1923, 1928) dans le Triasique, le Jurassique et l'Eocène.¹

En Yougoslavie, ZUJOVIC (1893-1924) s'était borné à noter, comme DE LAUNAY que les roches basiques pouvaient être soit primaires, soit secondaires ou éocènes. KATZER (1922) attribue les ophiolithes de Bosnie au Jurassique-Infracrétacé.

W. HAMMER (1923), attribue à ces roches des âges très divers; il distingue tout d'abord, quant à la date des venues, les «Diabashornstein» des «basischen Intrusivmassen»² (tout en admettant d'ailleurs — p. 21 — que celles-ci comprennent aussi des faciès effusifs). Les premières sont elles-mêmes divisées en deux groupes, les «untere» datant du Trias inférieur, les «obere» du Trias supérieur. Les secondes seraient tantôt antérieures au Trias (Zlatibor), tantôt postérieures, donc jurassiques, puisque toujours antérieures au Crétacé inférieur (vallée de l'Ibar, p. 43; cette région est d'ailleurs voisine du Zlatibor et, selon toute apparence, dans la même zone). Il aboutit donc à la conclusion (de même que NOWACK) que des éruptions basiques répétées se seraient produites fréquemment aux mêmes endroits au cours de l'histoire géologique et même seulement au cours des temps secondaires.

KOSSMAT (1924) lui opposa, pour les mêmes régions, en faveur de l'âge jurassique, ses propres observations et celles de N. KREBS, LOCZY JR., KATZER en Bosnie, etc.; il insiste, et cela certes à juste titre, sur les nombreux contacts anormaux qui peuvent conduire à des interprétations erronées.

Des auteurs plus récents aboutirent aussi à des conclusions assez diverses: MILOVANOVIC (1935) attribua les roches éruptives du Zlatibor au Trias, S. PAVLOVITCH (1936) au Trias (dolérites) et au Paléozoïque (péridotites et gabros); A. PILGER (1940) plaça les ophiolithes de Yougoslavie dans le Trias tandis que HIESSLEITNER (1951) étendit indifféremment un âge paléozoïque à toutes les serpentines de la péninsule balkanique. Cette énumération est encore loin de compte.

L. KOBER (1952), dans un compte-rendu touffu mais attachant d'une récente tournée en Yougoslavie, insiste sur l'existence de deux alignements ophiolithiques dans les Dinarides et les désigne respectivement par les abréviations de IRO («inner Rad-Ophit», abréviation de «Radiolarit-Ophiolith») et

1. KOSSMAT (1924, p. 16) fait remarquer, à juste titre, que les apophyses de serpentines dans le Flysch, sur lesquelles s'appuie l'hypothèse de l'âge éocène, peuvent avoir une origine tectonique, d'autant plus qu'elles se trouvent en avant du front de la nappe ophiolithique. Nous rencontrerons des exemples analogues dans le Pinde.

2. Voir plus loin (p. 76) la discussion de cette distinction.

ERO («Externe Rad-Ophit»). C'est probablement, en effet, en distinguant soigneusement les zones d'origine que l'on parviendra à harmoniser les innombrables appréciations qui ont été avancées au sujet de l'âge des ophiolithes.

En ce qui concerne les terrains sédimentaires des zones internes, rappelons, pour rester dans les régions voisines de la nôtre, l'indication de la présence du Jurassique au sommet des calcaires triasiques du massif pélagonien, révélée par CVIJC et NOWACK. Il faut aussi mentionner la découverte de Jurassique supérieur — ou peut-être d'Infracrétacé — à *Ellipsactinia* et à Nérinées, transgressif sur les ophiolithes du sillon du Vardar à Demir Kapu (Portes de Fer du Vardar), signalé par KOSSMAT.

Au-delà du sillon du Vardar, le massif du Rhodope paraît avoir été émergé pendant le Jurassique et avoir fait partie de cette «Terre orientale» ou «Ile de l'Est» admise depuis longtemps par E. von MOJSISOVIC.

LE JURASSIQUE AU NE DU SILLON MESO-HELLENIQUE

CALCAIRES JURASSIQUES DU CHAÎNON DE VIGLA

Au SE du village de Métamorphosis (10 km au SW de Kozani) s'allonge un petit chaînon calcaire de moins de 10 km de long, qui aboutit au village de Rodiani et que j'appellerai «chaînon de Vigla» d'après son point culminant (1142 m). Ce chaînon est séparé de la chaîne beaucoup plus importante du Vourinos, au SW, par une bande de roches ophiolithiques ayant parfois moins d'un km de large, où se trouvent plusieurs mines de chromite et qui est souvent dite «Zygosti» (de «zygos», col, passage), car elle constitue une voie praticable entre les crêtes calcaires plus rudes qui l'encadrent (fig. 19 et Pl. III fig. 1).

Le chaînon de Vigla a une constitution géologique particulièrement complexe: il comprend des «calcaires inférieurs» généralement redressés, recouverts par les ophiolithes (Pl. III, fig. 2) puis, en discordance, par une carapace de terrains plus récents comprenant d'abord des calcaires et des grès crétacés-éocènes puis des conglomérats continentaux oligocènes ou miocènes qui s'élèvent jusqu'au point culminant.

Sous cette carapace, les calcaires inférieurs n'apparaissent que sporadiquement, soit à la faveur de failles, soit le long des ophiolithes du Zygosti, soit encore dans le ravin du Vourilakkos qui, après avoir traversé les calcaires des monts du Vourinos puis les ophiolithes du Zygosti, entaille encore transversalement le chaînon de Vigla.

Les calcaires inférieurs sont blancs ou gris, parfois bien lités, massifs à certains niveaux, toujours recristallisés, comme ceux des monts Askion et du Vourinos, en règle générale un peu moins que ces derniers; aussi ont-ils fourni des fossiles reconnaissables.

Le petit affleurement de calcaire à Diplopores qui surgit, grâce à des failles, sur le sentier de Métamorphosis à Vatéron et qui fut signalé au chapitre précédent, se trouve à l'extrémité N du chaînon de Vigla et fait partie des «calcaires inférieurs».

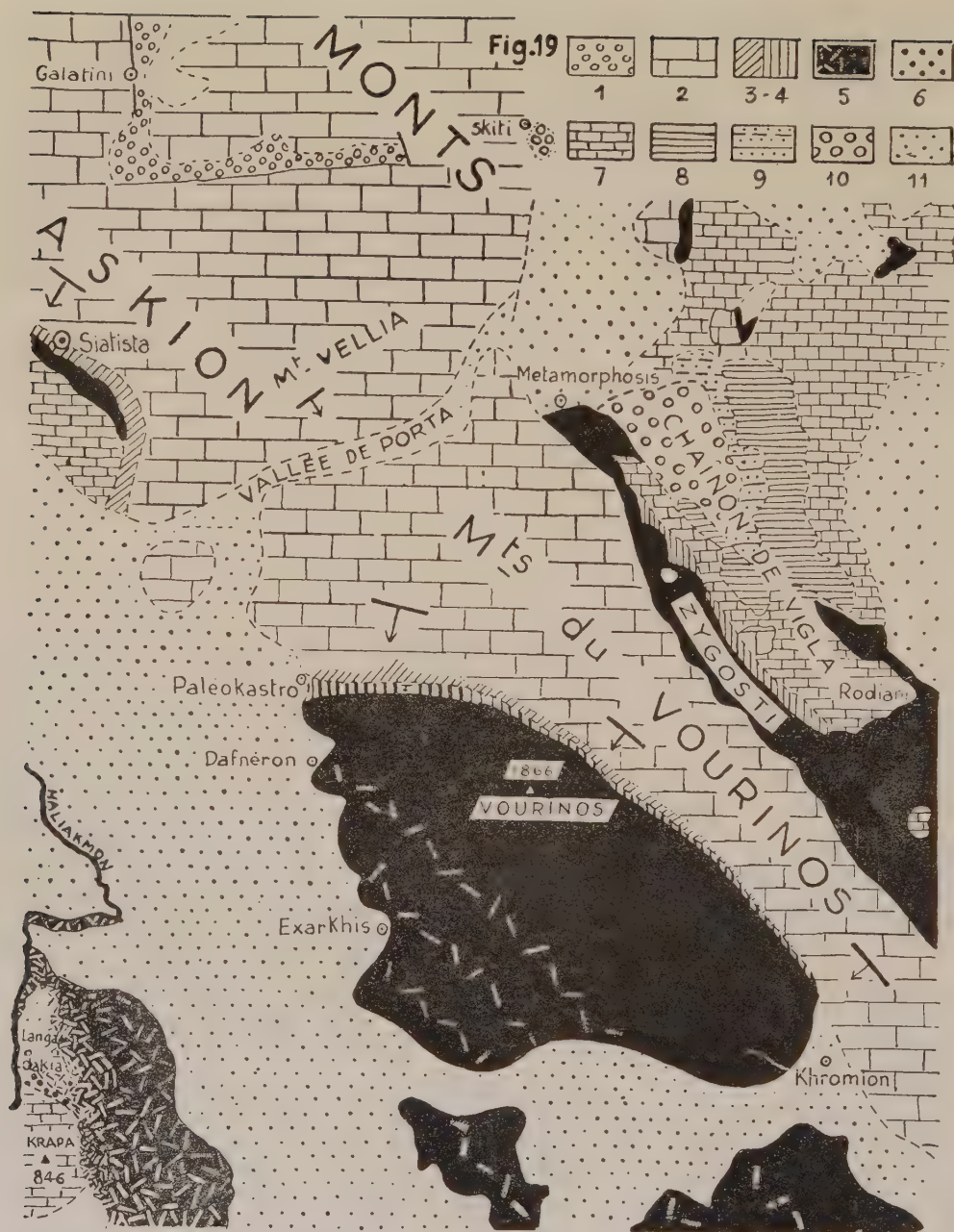


Fig. 19. Esquisse géologique de la région des Monts du Vourinos et du SE des Monts Askion.

1. Galets quartzeux de Galatini (Permien?). — 2. Masse calcaire principale (Trias moyen au Jurassique supérieur) — 3-4. Niveaux siliceux et calcaires sous-jacents aux ophiolithes. (3 Niveau schisteux au NE du Vourinos. 4 Calcaires à polypiers du chaînon de Vigla et dernier banc calcaire au NE du Vourinos). — 5. Ophiolithes. Pour le figuré pétrographique cf. coupe du Vourinos, fig. 21. — 6. Radiolarites sous-jacentes aux ophiolithes dans les collines de Krapa. — 7. Cénomaniens - Turonien transgressif. — 8. Sénonien. — 9. Dépôts détritiques éocènes (Chaînon de Vigla). — 10. Conglomérats de Métamorphosis. — 11. Formations récentes (Pliocène et Quaternaire). —

D'autre part, sur le flanc W du chaînon, au voisinage des ophiolithes du Zygosti, ces calcaires ont fourni des fossiles jurassiques et notamment, au lieu-dit Agriokerasia, des Polypiers parmi lesquels M. ALLOITEAU a pu reconnaître les formes suivantes :

Stylosmilia cf. *chaputi* ALLOITEAU

Conectastraea cf. *ogilviae* KOPY

Adelocoenia n. sp.

Chaetetes (*Beaumontia*) sp.

S. chaputi est une forme du Jurassique supérieur qui apparaît au Bajocien-Bathonien et finit au Portlandien.

Le genre *Conectastraea* est connu dans le Jurassique supérieur, jusqu'au Kimméridgien inclus; caractéristique des régions mésogéennes, on l'a reconnu en divers endroits, depuis l'Inde jusqu'au Portugal; *C. ogilviae* (Pl. XIII fig. 1) a été trouvé dans le Kimméridgien de ce dernier pays.

Adelocoenia (Pl. XIII fig. 2) est un genre du Jurassique supérieur; selon M. ALLOITEAU et sous réserve des vérifications nécessaires, il s'agirait ici d'une nouvelle espèce à 20 septes (10 + 10).

Chaetetes (ou *Beaumontia*) est aussi un genre du Jurassique supérieur.

Sur la rive gauche du Vourilakos, un niveau est entièrement constitué par les tubes serrés les uns contre les autres et malheureusement envahis par la calcite, d'un Polypier appartenant à un genre voisin de *Thecosmilia*, lequel est surtout jurassique.

Enfin des plaques minces pratiquées dans les calcaires à Polypiers et dans des calcaires gris presque immédiatement sous-jacents aux ophiolithes (Pl. III fig. 2) ont révélé, parmi des débris divers et de petites oolites caractéristiques d'un faciès littoral, quelques Foraminifères arénacés, dans lesquels M. P. MARIE a reconnu les genres suivants :

Pseudocyclamina

Spirocyclus

Spiroloculina

Placospilina

Textularia

Rotalia

Tubes de Serpules

Restes de Polypiers

Parmi ces formes, dont aucune n'est vraiment caractéristique, les deux premières vont du Jurassique moyen à l'Infracrétacé, avec un maximum de fréquence au Jurassique supérieur; leur présence, jointe à celle des Polypiers, aux conditions de gisement, et à l'absence d'Orbitolines, confirme l'appartenance au Jurassique supérieur des calcaires sous-jacents aux ophiolithes.

Bien que le chaînon de Vigla n'offre des calcaires inférieurs que des profils incomplets, la similitude des conditions de gisements des divers affleurements permet d'affirmer qu'il y a là, depuis les calcaires à Diplopores triasiques jusqu'aux calcaires à Polypiers suprajurassiques, une seule série cal-

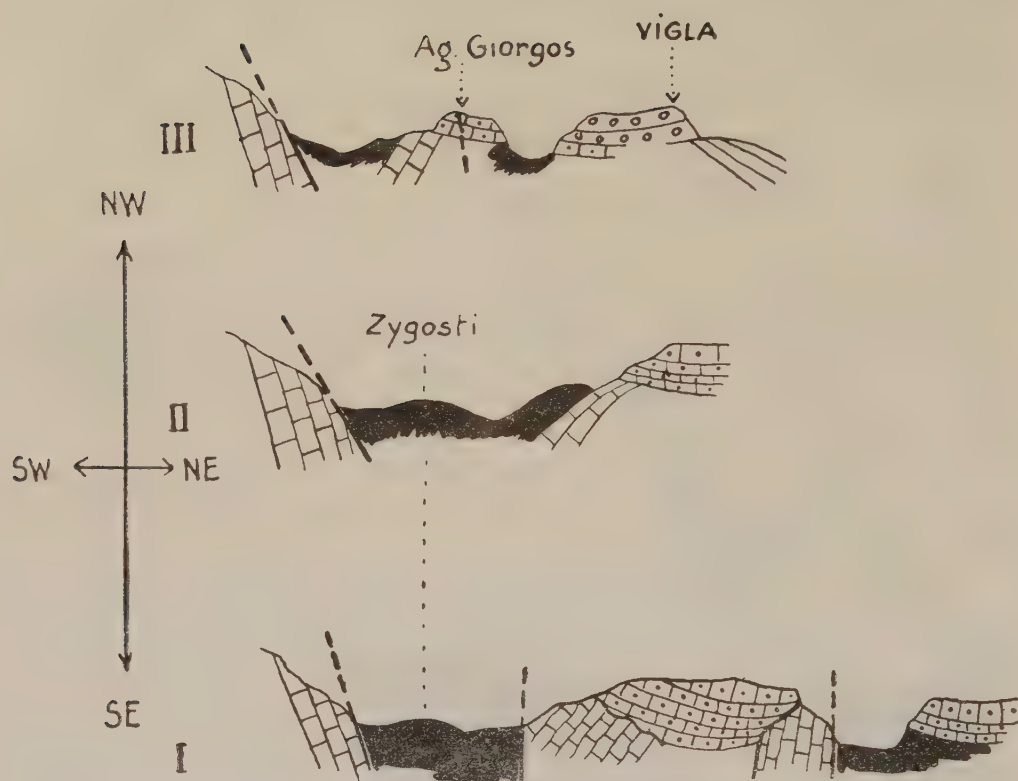
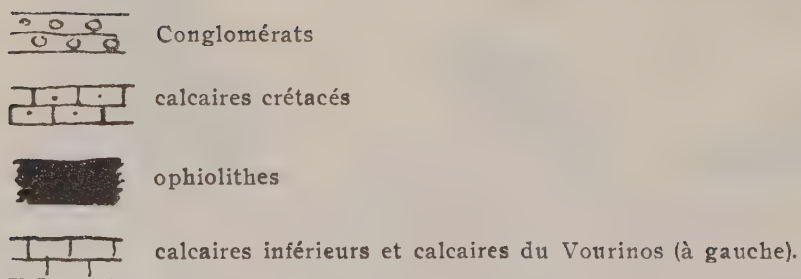


Fig. 20. Trois coupes du Zygošti et du chaînon de Vigla.

I. à la hauteur du Vourilakkos.
 II : un peu au NE du ravin.
 III : au SE de Métamorphosis.



caire contemporaine de celle des monts Askion et des monts du Vourinos. Ceux-ci se trouvent en effet dans les mêmes relations par rapport aux ophiolithes et au Crétacé que les calcaires inférieurs du chaînon de Vigla. Si l'on n'y trouve pas de Polypiers et qu'en outre ils soient (surtout ceux du Vourinos) plus recristallisés, ce sont là des différences mineures qui peuvent aisément être rapportées à deux causes étroitement liées : a) à l'accroissement rapide de la profondeur de la mer du fait que l'on se trouvait ici près de la bordure d'un continent et que, dans ces conditions, la prolifération des Polypiers est étroitement localisée ; b) pour ce qui est de la recristallisation, elle peut résulter de l'augmentation de la puissance des ophiolithes et de la profondeur à laquelle les calcaires furent ultérieurement enfouis sous cette masse de roches éruptives.

La région du chaînon de Vigla et du Zygosti est d'une structure trop complexe, les érosions et les transgressions successives y ont trop altéré les conditions de gisement originelles, pour que l'on y puisse comprendre clairement les rapports entre les roches éruptives basiques et les roches sédimentaires. Le flanc SW des monts du Vourinos, que nous étudierons un peu plus loin, nous révélera des aspects à la fois plus simples et plus grandioses qui nous permettront de saisir le sens de la superposition des ophiolithes sur les calcaires.

Par contre, le chaînon de Vigla a une importance capitale du fait de la présence des fossiles dans les calcaires sous-jacents aux roches éruptives. Ces fossiles permettent de fixer la venue des ophiolithes de cette zone des Dinarides¹ au Jurassique supérieur, et même plus précisément aux environs du Kimmeridgien². C'est cet âge qui avait été présumé par CAYEUX du fait de la présence de conglomérats ophiolithiques avec fossiles kimmeridgiens à Nauplie ; ces conglomérats pouvaient cependant provenir de l'émersion d'ophiolithes plus anciennes. Néanmoins, comme les venues éruptives ont atteint le fond de la mer et s'y sont épanchées, comme nous le verrons un peu plus loin (et comme je l'ai déjà indiqué dans plusieurs Notes préliminaires), il n'est nullement surprenant qu'elles aient pu, dans certaines conditions, donner immédiatement naissance à des conglomérats tels que celui de Nauplie. En Albanie, elles sont surmontées par des conglomérats datant au moins du Néocène (VETTERS 1907). Jusqu'à présent, leur âge maximum était fixé soit au Trias, soit au Lias, en Argolide (RENZ 1945).

1. J'indiquerai vers la fin de ce chapitre quelles sont, en ce qui concerne l'âge des ophiolithes, les positions possibles entre des généralisations excessives, d'une part, et un éclectisme excessif, de l'autre. La zone dont il est question ici embrasse les ophiolithes situées à l'W du massif pélagonien et dépendant, comme nous le verrons, du sillon méso-hellénique ; ou même, d'une manière un peu plus large, celles qui sont situées immédiatement à l'intérieur des zones dinariques externes. Celles du sillon du Vardar et, en général, des zones dinariques internes, doivent donc être exclues ainsi que, de toute évidence, celles qui font partie de séries paléozoïques ou cristallophylliennes.

2. Dans ma communication au Congrès d'Alger, j'ai penché pour un âge infra-jurassique, les fossiles du chaînon de Vigla n'étant pas encore déterminés.

LE JURASSIQUE ET LES OPHIOLITHES

A LA LISIÈRE DU MASSIF PÉLAGONIEN

Contrastant avec le petit massif de structure compliquée qui vient d'être étudié, la bordure SW du massif pélagonien va nous offrir des dispositions relativement simples intéressant des masses puissantes et s'étendant sur des dizaines de km.

On se souvient (voir chapitre précédent) que, depuis le massif ancien des Kamvounia jusqu'au lac de Kastoria et bien au-delà, vers l'Albanie et la Yougoslavie, le massif pélagonien est bordé, du côté du sillon méso-hellénique, par une chaîne de montagne comprenant essentiellement des calcaires et, par endroits, des ophiolithes.

La succession stratigraphique.

Les formations que nous allons rencontrer se réduisent aux suivantes, de bas en haut :

- la masse des calcaires, triasique à la base, jurassique à la partie supérieure (voir plus loin);
- un niveau de schistes, de jaspes et de calcaires lités;
- les ophiolithes;
- les radiolarites;
- les calcaires crétacés.

Disposition générale des affleurements.

La disposition des calcaires a été décrite au chapitre précédent. Du NW au SE, nous avons distingué trois secteurs : monts Askion, monts du Vourinos et Kamvounia (Mt Vounassa), ce dernier orienté NE-SW, au-delà du coude de l'Haliakmon.

Les affleurements des ophiolithes sont discontinus car, sur plusieurs dizaines de km, les calcaires s'ennoient directement au SW, sous les formations miocènes et surtout plio-quaternaires du sillon méso-hellénique.

Les ophiolithes apparaissent à l'W du lac de Kastoria et des calcaires qui le bordent de ce côté; mais la zone du contact est troublée par des failles (failles bordières du sillon méso-hellénique).

Au SE du lac, sur une trentaine de km, le pied des calcaires s'ennoie sous les formations tertiaires et quaternaires du Sillon et les ophiolithes ne reparaissent qu' à la hauteur de Siatista, entre les croupes pierreuses des calcaires crétacés au SW et les calcaires inférieurs des monts Askion au NE (fig. 19 et profil fig. 10).

Nous nous arrêterons un instant à la coupe Siatista - Gala-

ti ni déjà utilisée au chapitre précédent. Complétée à sa partie supérieure elle devient (de haut en bas) :

h : calcaires crétacés ;

g : ? (Radiolarites sans doute enlevées par l'érosion) ;

f : ophiolithes (peu puissantes et irrégulières) ;

e : banc schisteux avec lits de jaspes et de calcaires ;

d₁ : calcaires gris bien lités, souvent à filets argileux jaunes, représentant la partie jurassique de la masse des calcaires inférieurs ;

d : calcaires à Diplopores.

Les conditions d'observation sont mauvaises, la ville et ses espaces cultivés étant installés sur la zone d'affleurement des schistes et des ophiolithes (Pl. II, fig. 2) ¹. Cette coupe présente néanmoins un grand intérêt par sa seule existence, car elle assure un lien entre la série des monts Askion et celle des monts du Vourinos en montrant que ces séries sont homologues dans leur essence en dépit de leurs différences ; la succession est la même, mais dans le secteur du Vourinos nous allons trouver une énorme masse d'ophiolithes.

Au SE de la vallée sèche de Porta, après 4 km au cours desquels les conglomérats pliocènes atteignent à nouveau le pied des pentes calcaires, les ophiolithes reparaissent immédiatement au-delà du village de Paléokastro pour constituer la montagne rouge sombre, aux flancs abrupts et ravinés, d'aspect un peu sinistre, du Vourinos (1.866 m) (Pl. II fig. 3). Des croupes identiques, bien que moins élevées, se poursuivent vers le SE sur une longueur de 28 km, jusqu'à la pointe extrême de l'Haliakmon : ce sont les hauteurs du Flambouron.

Au NE du Vourinos et du Flambouron, le tracé de la limite entre les ophiolithes et les calcaires a la forme d'un vaste arc de cercle convexe vers le NE et figurant un «rentrant» dans cette direction par rapport à la limite des calcaires au NW et au SE. Les ophiolithes surmontant les calcaires, et l'ensemble plongeant vers le SW, il est aisé de voir que ce tracé témoigne de l'affaissement du secteur du Vourinos par rapport aux secteurs latéraux.

La limite entre les ophiolithes et les calcaires, comprenant généralement, comme à Siatista, des bancs schisteux, est la plupart du temps marquée par des ravins inclinés alternativement dans un sens, puis dans le sens opposé. Vers Paléokastro (Pl. II fig. 3), le ravin se dédouble en raison d'un banc calcaire assez important qui sépare les schistes des ophiolithes. A l'extrémité SE du Flambouron, le ravin est occupé par l'Haliakmon lui-même, coulant vers le NE, entre les ophiolithes et les calcaires du flanc NW du mont Vounassa (Pl. XII Fig. 1 et 2).

Tout le long de ce contact, soit sur plus de 30 km, les calcaires plongent sous les roches éruptives : soit vers le SW (Vou-

1. La situation de Siatista, entourée de tous côtés par des croupes calcaires dénudées, paraît, de loin, paradoxale ; en fait, la petite ville, célèbre alentour pour son bon vin, ne manque pas de charme, avec ses ruelles bordées de jardinets, souvent trop bien enclos de murs, ses fontaines, sa promenade en terrasse.

riños, fig. 21), soit vers le NW (Vounassa, fig. 22 et 23) de sorte que, vue de loin, la masse sombre des roches ultra-basiques semble contenue dans un demi-fond de bateau dessiné par les calcaires et dont le mont Vounassa représenterait l'arrière. En outre, le plan de contact est presque partout¹ parallèle aux plans de stratification des calcaires et des schistes. Autrement dit, les roches éruptives reposent en concordance sur les formations sédimentaires sous-jacentes.

Au SE du mont Vounassa, le Tertiaire du Sillon est généralement, par suite d'érosions anciennes, directement transgressif sur les terrains cristallophylliens des Kamvounia; des témoins de calcaires apparaissent par endroits tandis que les ophiolithes surmontées de calcaires crétacés affleurent en îlots au sein des terrains oligocènes. Nous retrouverons ces îlots au chapitre suivant; ils ont nom: Vurlokhonion, Théopetra, Vassiliki, Rakha.

La succession dans le secteur du Vourinos est la même qu'à Siatista, mais elle est plus complète et les ophiolithes y sont infiniment plus puissantes; soit de haut en bas:

h : calcaires crétacés;

g : radiolarites;

f : ophiolithes;

e : bancs schisteux avec lits de jaspes, de calcaires et, par endroits, injections éruptives;

d₁ : calcaires gris, semi-cristallins, en lits souvent assez minces (5 à 10 cm);

d : partie inférieure de la masse calcaire; calcaires plus clairs et généralement plus massifs.

Age de la partie supérieure de la masse calcaire.

Je n'ai, jusqu'à présent, trouvé aucun fossile déterminable dans la partie supérieure de la masse calcaire «d», en dépit de recherches maintes fois répétées, parfois avec la collaboration d'autres géologues.² Dans la partie moyenne des calcaires des monts du Vourinos, je n'ai trouvé que les traces de petits lamellibranches signalés au chapitre précédent. Les plaques minces n'ont pas révélé de microfaune.

Dans ces conditions, leur attribution au Jurassique est justifiée par les présomptions suivantes:

1. Ils sont postérieurs au Trias moyen à Diplopores qui est surmonté par plusieurs centaines de mètres de calcaires.

2. On ne peut s'abstenir de tenir compte de la découverte par CVIJIC du *Phylloceras*³ jurassique dans les calcaires, exactement homologues, de la rive W

1. Sauf aux abords d'une zone faillée, vers le second coude de l'Haliakmon (ravin d'Ilariou).

2. MM. PARASKEVAIDES et KARAGEORGIU de l'«Institute for Geology and Sub-surface Research», et CHARALAMBAKIS, de l'Université d'Athènes.

3. La présence d'une telle Ammonite dans ces calcaires organogènes est certainement anormale et ne peut être due qu'à un transport; c'est pourquoi sans doute cette

du lac d'Okhrida, d'autant moins que NOWACK y a signalé la présence du Lias.

3. C. RENZ, à qui je montrai les calcaires, lors d'une visite rapide qu'il fit à cette région en 1950¹ y reconnut formellement des faciès lithologiques communs dans le Jurassique de la zone du Parnasse-Kiona.

4. Leur position stratigraphique sous les ophiolithes autorise à les assimiler aux calcaires du chaînon de Vigla. On voit par les arguments qui précèdent, notamment le point «2», que cette assimilation est très légitime.

Le niveau «e», caractérisé par la présence de schistes et de jaspes, sera décrit en détail plus loin. En effet, l'intérêt de ce niveau réside en ce qu'il est sous-jacent aux ophiolithes et qu'il montre des traces de métamorphisme; il est donc préférable de commencer par une description sommaire de celles-ci. Pour cette description, nous prendrons comme objet le Vourinos, car, bien qu'il existe dans le Pinde septentrional des masses ophiolithiques encore plus imposantes, nulle autre n'est aussi favorable à la compréhension de ce que représente le cortège ophiolithique.

Description sommaire du Vourinos² et définition du cortège ophiolithique (Fig. 21 et Pl. II fig. 3).

Le Vourinos est constitué par des péridotites plus ou moins serpentini-sées comprenant à la base des dunites, puis des harzburgites (alternant avec des dunites), enfin des lherzolites. On trouvera la description de ces roches dans la partie pétrographique. Ce qui importe ici, c'est que cet ensemble est stratifié, comme l'a montré l'étude minutieuse de K. ZACHOS (1953), et que la stratification y est en gros parallèle à la stratification des calcaires. Des amas et des lits de chromite exploitable sont inclus dans les péridotites, la chromite compacte se trouvant vers la base, dans les dunites, la chromite en grains dans des niveaux plus élevés. L'épaisseur des péridotites du Vourinos peut être évaluée à quelque 2.000 m.

A la base du flanc SW de la montagne, les péridotites disparaissent sous des sédiments miocènes, pliocènes et quaternaires constitués en grande partie de galets provenant du Vourinos lui-même. Au-delà de cette plaine découpée par des ravins peu profonds mais abrupts, les roches éruptives basiques reparaissent, certainement à la faveur d'une faille, dans une rangée de collines que nous appellerons *collines de Krapa*, d'après l'unique sommet (846 m) qui porte un nom; à leur extrémité NW, ces collines (ou leur prolongement) sont coupées par la vallée de l'Haliakmon, ce qui facilite les observations.

découverte ne fut jamais répétée. De même, la découverte, dans la base des calcaires, d'un *Haydenites*, Ammonite Triasique, resta aussi unique.

1. La région du massif pélagonien n'a jamais été étudiée par C. RENZ. Il est même possible qu'il ne l'eut, jusqu'à cette date, jamais parcourue, tandis qu'il connaissait parfaitement les régions occidentales et méridionales de la Grèce, le Péloponnèse et de nombreuses îles.

2. Je rappelle que le nom «Vourinos» employé isolément par opposition à «monts du Vourinos» désigne la partie occidentale, ophiolithique, de la montagne.

Au lieu des péridotites, on rencontre ici un complexe généralement bien lité (pendage vers le SW) de roches éruptives diverses bien que de nature voisine, se succédant dans un certain ordre avec de nombreuses répétitions, la variation progressive générale étant plutôt une question de statistique et se manifestant par la prépondérance de certaines roches aux divers niveaux.

A la base, c'est-à-dire au NE, on rencontre des roches qui ne sont pas éloignées des derniers lits du Vourinos : serpentines à pyroxènes et pyroxénites ; suivent des gabbros à gros grain puis des gabbros divers alternant encore avec des lits uniquement ferro-magnésiens. Vers le haut, on trouve des diorites ou des épidiories quartzifères. Le grain moyen diminue, les structures deviennent ophitiques ou doléritiques. Les roches de divers types sont parfois imbriquées ou mêlées, formant des assemblages que j'ai appelés « brèches magmatiques » et qui seront décrits dans la 5ème partie.

Tout à fait au sommet (sommet occidental de Krapa, lit de l'Haliakmon sous Langadakia), on atteint des dolérites aphanériques puis des roches nette-

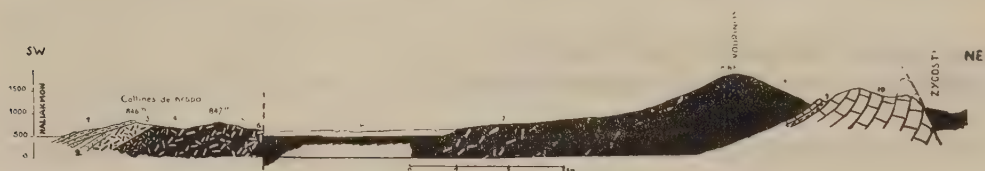


Fig. 21. Coupe de l'Haliakmon au Zygosti, par les collines de Krapa et le Vourinos.

1 calcaires crétacés.— 2 radiolarites.— 3 roches microlithiques.— 4 dolérites.— 5 gabbros divers.— 6 pyroxénites et serpentines à pyroxènes.— 7 péridotites à pyroxènes (lherzolithes, harzburgites) en lits alternés avec dunites, vers le bas.— 8 dunites.— 9 calcaires et schistes à la base des péridotites.— 10 calcaires inférieurs jurassiques - triasiques.
P : glaciers de terrains récents, surtout pliocènes.

ment microlithiques et quelques variolites ; ailleurs, dans le Pinde, on trouve de grosses accumulations de « pillow-lavas » (Pl. XVII fig. 4).

Ces dernières roches sont recouvertes par les radiolarites, qui affleurent près du village de Langadakia, puis, avec une légère discordance, par les calcaires crétacés plongeant, eux aussi, vers le SW.

C'est tout cet ensemble de roches éruptives diverses mais liées par une unité profonde, manifeste tant dans la nature des roches et leur succession, que dans leur association — constante — sur le terrain, qu'il convient de désigner par les termes d'ophiolites et de cortège ophiolithique.

L'unité de cet ensemble est-elle réelle ? On sait que nombre d'auteurs l'ont contesté et ont tenté de faire une distinction, tant du point de vue du mode que le l'époque de l'émission, entre les péridotites, les gabbros, les diabases ou les roches microlithiques. Je reviendrai sur cette question dans la partie consacrée à la pétrographie, notamment en étudiant les passages entre les divers types de roches ; je n'introduirai ici que quelques considérations assez générales, indispensables à la compréhension de la place et du rôle du cortège ophiolithique dans la série stratigraphique.

Notons tout d'abord que les premiers grands observateurs ; ont admis ou

parfois souligné le lien étroit entre les diverses roches basiques et ultra-basiques de ces régions. Je citerai par exemple AMI BOUÉ (1840), qui donne d'excellentes descriptions de l'association de «serpentine, d'euphotide, de diallage en roche, de diorite» (il s'agit sans doute de dolérite car elle «prend ça et là un aspect basaltoïde») et déclare (1840, p. 125) que «la serpentine est tellement enchevêtrée dans les diorites que leur histoire ne peut s'en séparer». Il parle constamment d'éruptions pour tout cet ensemble et indique même que «ces éruptions ignées se sont fait jour à travers des schistes crétacés..». Ces premières impressions d'un grand observateur dont la perspicacité n'était gênée par aucune idée préconçue méritaient d'être tirées de l'oubli.

Je citerai aussi NEUMAYR qui, dans l'Othrys, signale à côté des roches précédentes, la présence de tufs, et émet explicitement l'hypothèse (1880, p. 98), elle aussi oubliée, de «grosses éruptions sous-marines». PHILIPPSON groupe aussi, constamment, l'ensemble des ophiolithes et des roches connexes (gabbros, diabases, et radiolarites) dans sa «Schiefer-hornstein-serpentinformation». Plus récemment, KOSSMAT décrit, sous le nom général de «ophiolitischen Eruptiva», les quatre types de roches : péridotites, gabbros, diabases et roches d'épanchement.¹

J'ai mentionné, dans l'historique, au début de ce chapitre, plusieurs auteurs qui, contrairement aux précédents, ont fait une distinction très nette, tant du point de vue de leur âge que des circonstances ayant présidé à leur venue, entre les roches intrusives, de profondeur, et les dolérites ou les roches d'épanchement. Cette opinion fut développée de la façon la plus systématique et la plus catégorique par W. HAMMER (1923). Sans vouloir me livrer à une impossible exégèse, je noterai les quelques points suivants :

- a : La distinction repose, avant tout, sur le postulat, exprimé p. 13, § 3, que «le caractère de roches de profondeur que présentent ces roches doit faire considérer toutes ces masses éruptives (Eruptivkörper; il s'agit des «basischen Intrusivmassen») comme provenant d'un magma consolidé sous une couverture sédimentaire. On aboutit, dans l'ensemble, à l'image d'un gros laccolithe plat».
- b : Pourtant, le même auteur annonce un peu plus loin (p. 21) qu'il «existe dans la partie W du massif de Zlatibor des diabases qui sont liés aux gabbros à la manière de filons ou de couches, apparemment en tant que produit de différenciation de la masse intrusive; le diabase, de grain fin ou grossier, semble traverser le gabbro, mais on trouve par ailleurs aussi des brèches éruptives (Eruptivbreccien) formées de diabase entouré par le gabbro. Au microscope, ces diabases ne sont nullement différents des diabases effusifs».

De nombreuses citations pourraient être alignées montrant qu'en dépit des postulats les diabases et autres faciès effusifs accompagnent en quantités importantes les roches grenues, qu'ils leur sont intimement liés et qu'ils les surmontent directement, nonobstant l'existence supposée d'une couverture

1. On pourrait citer des opinions analogues provenant d'observations dans d'autres régions (cf. LORTI, 1886, 1910).

originelle sur les dernières ainsi que, selon cette hypothèse, d'un long laps de temps entre l'intrusion des unes et l'épanchement des autres. Ainsi p. 28, § 7 et 8 : «Des épanchements puissants et étendus de diabases se sont produits au S et à l'W du Zlatibor... et remplissent la profonde dépression de Jablanitza.... De même, avec d'autres masses péridotitiques, nous rencontrâmes presque toujours un important accompagnement de diabases, qui, le plus souvent reposent directement sur la péridotite...».

Il paraît inutile de prolonger ces citations ¹. Je désirais seulement montrer que, quel que soit le point de départ théorique l'on adopte, on ne peut s'abstenir de constater les liens étroits, les interpénétrations, les contacts directs, etc., qui unissent les faciès «profonds» et «effusifs» du cortège ophiolithique. ²

La coexistence des diverses roches du cortège est d'une constance remarquable et, en dehors des gros massifs, tels que le Pinde et le Vourinos, elle peut être constatée dans des massifs plus réduits, tels la bande du Zygosti et le petit affleurement à l'W du lac de Kastoria. Les lambeaux de très petites dimensions — soit restes abandonnés par l'érosion, soit klippes d'origine tectonique, soit injections localisées, hypothèse qui ne peut être exclue ³ — sont seuls constitués par un seul type de roche, généralement des serpentines.

Dans la description de l'ensemble Vourinos — collines de Krapa, nous avons pu constater également l'existence d'une certaine succession pétrographique; soit, de bas en haut : péridotites, gabbros, dolérites et roches microlithiques. En parcourant la littérature, on s'aperçoit qu'un ordre de ce type a maintes fois été constaté, même s'il fut expliqué de façons diverses. ⁴ On devrait donc pouvoir établir une stratigraphie à l'intérieur du cortège ophiolithique, qui puisse notamment aider à la compréhension des déformations tectoniques, voire même à la localisation des gisements de chromite ou de sulfures.

Une telle stratigraphie est possible et peut servir de guide dans certains cas, mais ses indications sont encore très générales; on se trouve constamment en présence de cas d'espèce, de problèmes particuliers. Si la disposition générale du Vourinos et des collines de Krapa paraît relativement simple, on sait

1. On pourrait signaler, pour les mêmes régions, le travail de M. S. PAVLOVITCH, mais celui-ci est plutôt consacré aux problèmes pétrographiques et minéralogiques que géologiques. Nous y reviendrons et nous verrons que, même de ces points de vue, ainsi que sous l'angle de la pétrogénèse, une distinction tranchée entre les divers faciès ophiolithiques se heurte à d'assez sérieuses objections.

2. J'ai mentionné, dans ma communication au Congrès géologique international de 1952, les difficultés auxquelles s'est heurté STEINMANN (1926) dans son essai très systématique en vue d'établir une distinction génétique et chronologique entre les différentes formations du cortège ophiolithique des Apennins.

3. Cette hypothèse est laissée ouverte en relation, notamment, avec les petits affleurements d'ophiolithes, surtout de serpentines, qui se trouvent à l'intérieur du détroit de Kozani et qui sont mentionnés à la page suivante. Les possibilités d'observation sont assez mauvaises et je n'ai pu, jusqu'à présent, me faire une opinion sur les conditions de gisement de ces petites traînées éruptives.

4. Voir notamment plusieurs des successions citées par STEINMANN (1926) et ses observations sur les dolérites.

qu'il en est rarement ainsi et que les régions ophiolithiques sont le plus souvent affectées par une tectonique très complexe dont nous verrons des exemples dans le Pinde. En outre, en même temps que la puissance totale de la formation, les proportions et les relations entre les différentes roches du cortège ophiolithique varient considérablement, ce qui peut sans doute être attribué à des variations de l'épaisseur primitive des ophiolithes; donc des conditions de consolidation et de différenciation du magma. Nous verrons enfin qu'il existe des indices d'épanchements précédant de peu ou suivant immédiatement l'émission principale, ce qui peut introduire une difficulté supplémentaire dans l'interprétation des affleurements de roches microlithiques.

La répartition et les relations mutuelles des diverses roches du cortège ophiolithique dans les massifs à structure compliquée du Pinde septentrional devront donc être passées en revue dans la partie suivante, consacrée aux descriptions régionales et structurales; cette étude contribuera à éclairer l'étude pétrographique qui suivra et permettra, en particulier, d'étudier les variations pétrographiques dans quelques séries type déjà situées dans leur cadre géographique et structural.

Extension et rôle morphologique des ophiolithes.

L'extension des ophiolithes (prises globalement) dans notre région a déjà été indiquée dans ses grandes lignes.

Au NE du sillon méso-hellénique, les seuls affleurements donnant lieu à des reliefs importants sont ceux du Vourinos et des hauteurs qui lui font suite jusqu'au coude de l'Haliakmon. Au NE de l'axe calcaire des monts du Vourinos, la bande du Zygosti, longue d'une quinzaine de km, constitue un autre affleurement d'une certaine importance. Un peu plus au N, dans la région de Kozani, de petites traînées généralement serpentineuses, ayant des dimensions de l'ordre de quelques centaines de mètres tout au plus, apparaissent deci-delà; la multiplicité des failles et la présence de couvertures sédimentaires diverses en rendent l'étude difficile.

Vers le NW, les seuls gisements à signaler sont ceux, déjà cités, qui se trouvent aux alentours de Siatista et à l'W du lac de Kastoria.

Au SW du sillon méso-hellénique, les affleurements ophiolithiques du Pinde septentrional déjà mentionnés au chapitre précédent, s'étendent sur une distance de quelque 80 km, du SE au NW, avec une largeur maximale de près de 30 km et une superficie totale, après soustraction des grandes indentations de Flysch, voisine de 1.000 km²; ils forment l'axe orographique de cette partie de la chaîne et son principal sommet, le Smolika (2.636 m), second sommet de la Grèce.

Le domaine ophiolithique du Pinde septentrional est prolongé, tant vers le SE que vers le NW, par des bandes ophiolithiques étroites qui bordent le sillon méso-hellénique au SW et relient ainsi le Pinde septentrional aux massifs ophiolithiques de l'Albanie méridionale et moyenne d'une part, de l'Othrys, d'autre part. Du Kerketion (Kotsiakas) au SE, au pied du Grammos,

au NW, on peut ainsi suivre constamment les affleurements ophiolithiques sur une distance de 120 km (en ligne droite).

Enfin, les ophiolithes apparaissent de place en place dans le sillon méso-hellénique, au moins dans sa moitié orientale où les formations oligocènes et miocènes sont moins épaisses; j'ai déjà cité les noms de ces quelques îlots: Vurlokhori, Théopétra, etc.

Cependant, au-delà de la frontière albano-hellénique, la grande faille transversale de Koritsa (BOURCART 1922) (fig. 5) met à jour sur toute la largeur du Sillon le soubassement des formations tertiaires: ce soubassement est constitué par les ophiolithes, recouvertes par endroits de quelques témoins de calcaires crétacés. Partout où l'on découvre la base du Tertiaire du Sillon, ce sont les ophiolithes qui apparaissent et l'on peut considérer comme une certitude que les roches éruptives ultrabasiques occupent tout le fond du sillon méso-hellénique. Nous verrons que cette notion a une importance de premier ordre pour la compréhension de l'histoire géologique et de la structure de cette partie de la chaîne dinarique.

Les ophiolithes jouent un rôle de premier plan dans le paysage et dans la vie de la région. Par suite de leur puissance et de leur extension, elles ont donné naissance à des montagnes élevées et massives contrastant avec les crêtes étroites et dentelées sculptées dans les calcaires. Seul le sommet du Smolika, entamé par des cirques glaciaires, présente des arêtes plus aiguës.

Autant que par leurs formes, les ophiolithes tranchent avec les autres formations par leur couleur et leur végétation. Lorsqu'elles sont dénudées, les péridotites et les serpentines exhibent en surface une teinte rouge-rouille sombre, noire dans les ravins fraîchement érodés. L'herbe y est rare et dure, par contre le buis (*Buxus sempervirens*)¹ accompagne toujours ces roches, au moins jusqu'à 1.600 m; sur les pentes poussent des pins.

Les gabbros et les dolérites altérés montrent généralement des tons plus ocres que les roches précédentes. Leurs pointements rocheux, hors des ravins en état de creusement, sont le plus souvent gris à cause de lichens qui ne se fixent jamais sur les péridotites ou des serpentines; la végétation en diffère également par l'absence du buis et l'invasion des hêtres et des sapins.

Les roches microlithiques enfin, se distinguent des précédentes lorsqu'elles sont scoriacées, ce qui n'est point si rare qu'on serait tenté de le croire: la partie externe des boules des «pillow-lavas», en particulier, présente cette texture; les pentes prennent alors une teinte violet-sombre que l'on apprend à reconnaître.

Par rapport à l'eau, les ophiolithes ont un comportement moyen: ni trop imperméable comme le Flysch, ni perméable à l'excès, comme les calcaires. Aussi l'eau y a-t-elle creusé de profonds ravins aux parois abruptes mais rarement tout à fait verticales, sauf dans les péridotites saines et massives. Par contre les ophiolithes sont suffisamment perméables pour retenir et emmagasiner les précipitations: les ravins des régions ophiolithiques ne sont jamais à

1. D'après J. BOURCART.

sec, contrairement à ceux qui sont creusés dans le Flysch et les calcaires ; pour la même raison, les pentes des montagnes ophiolithiques sont couvertes d'épaisses forêts au-dessous de 1.800 m; malgré l'absence de routes, ces forêts constituent, sinon une source de richesses, tout au moins une possibilité de travail pour la population des villages, qui sont toujours établis à la limite des ophiolithes et du Flysch¹ où ils bénéficient de sources provenant des premières et du sol plus fertile du second.

C'est enfin la présence des grandes masses ophiolithiques qui fait du Pinde septentrional le principal château d'eau de l'extrémité méridionale de la péninsule balkanique (fig. 1). Il y a, dans tous ces torrents qui coulent, été comme hiver, une source potentielle de richesse qui est encore inexploitée, mais qui le sera certainement dans un avenir que l'on peut espérer proche.

Les régions ophiolithiques constituent donc, en elles-mêmes, des régions peu hospitalières, bien que très pittoresques, et de circulation difficile en raison des profonds ravins dont elles sont découpées ; cependant, grâce à leurs forêts, à l'eau qu'elles dispensent et, éventuellement, grâce aux gîtes minéraux qu'elles peuvent recéler (chromite dans les péridotites, pyrite et chalcopyrites dans certains accidents intéressant les roches microgrenues et peut-être, un jour, magnésium des serpentines) elles sont susceptibles d'être à l'origine d'une certaine prospérité.

La couverture sédimentaire des ophiolithes.

Les radiolarites.

En dehors, bien entendu, des dépôts transgressifs postérieurs - notamment crétacés et oligocènes - les ophiolithes sont normalement recouvertes par la formation des radiolarites, désignée, dans la littérature de langue allemande, par le terme peut-être plus explicite de «Schiefer-Hornstein».

Le terme de radiolarite désigne, en effet, dans la pratique, non point une roche, mais une formation comprenant souvent outre de petits lits durs de jaspes à radiolaires, épais de 5 à 20 cm, des lits tendres plus minces, alternant avec les premiers, de grain moins fin que ceux-ci et se délitant facilement, soit en poudre, soit en fines paillettes. Pour cette raison, ces lits sont dits «schistes» («Schiefer») bien que ce terme prête à confusion en évoquant une formation métamorphique. Cette confusion est d'autant plus dangereuse qu'il existe effectivement, ainsi que nous allons le voir (niveau «e»), des jaspes inférieurs aux ophiolithes, associés alors à de véritables schistes, l'ensemble ayant subi un métamorphisme non négligeable. Cette distinction est extrêmement importante mais parfois un peu délicate à faire sur le terrain dans les régions très bouleversées, telles que le Pinde septentrional.

Les radiolarites surmontant les ophiolithes sont généralement rouges, très rarement noires ; on sait que celles qui sont incluses dans des séries entiè-

1. A l'exception du village d'Avdéla, qui ne bénéficie que de la présence des roches microlithiques ; aucun village ne s'est installé au sein des péridotites.

rement sédimentaires (zone du Pinde-Olonos), au demeurant très analogues aux précédentes, peuvent être aussi grises ou vertes.

Il semble que le fait, pour les radiolarites, d'être noires plutôt que rouges soit fonction de l'influence plus ou moins directe des phénomènes éruptifs qui, comme on l'admet maintenant très généralement, ont dû participer au déclanchement de la sédimentation siliceuse. Ainsi, au SW du village de Miléa (NE de Metsovon) j'ai pu observer la succession suivante, de haut en bas :

- c : radiolarites rouges typiques,
- b : radiolarites noires,
- a : ophiolithes microlithiques.

L'identité de couleur entre les radiolarites noires et les roches volcaniques est telles que le passage des unes aux autres est difficilement visible sur le terrain ; la stratification trahit la roche sédimentaire et, ce qui est plus remarquable, celle-ci, examinée au microscope, s'est révélée particulièrement « fraîche », montrant des squelettes de Radiolaires bien conservés. Il s'agit donc seulement d'une radiolarite assombrie par les silicates ferro-magnésiens non dissociés chimiquement, provenant de la roche volcanique ; celle-ci une fois recouverte, le cycle du fer s'élargit et l'oxydation intervient, d'où la couleur rouge. Les teintes grises ou vertes trahiraient l'intervention de phénomènes de réduction liés soit à la profondeur (fosse du Pinde-Olonos), soit à des causes d'ordre biologique.

Age des radiolarites.

En raison de leur position stratigraphique, les radiolarites doivent être rapportées au Jurassique supérieur ; il est probable que leur dépôt s'est poursuivi, au moins localement, au cours du Crétacé inférieur.

Les jaspes montrent presque toujours, au microscope, une grande quantité de restes de Radiolaires pressés les uns contre les autres ; la plupart du temps, ces traces sont réduites à de petits cercles, remplis de quartz, plus pâles que la matière interstitielle qui est généralement rouge. Certaines plaques ont cependant révélé des formes mieux conservées, parmi lesquelles Mr. DEFLANDRE a reconnu les genres suivants : *Amphisphaera*, *Cenosphaera*, *Rhopalastrum* et *Dictyomitra*.

Le premier genre cité est le plus fréquent ; son maximum de développement prit place au Jurassique Supérieur et au Crétacé. Les radiolarites étant recouvertes par des calcaires cénomaniens ou un peu plus anciens, on voit que leur âge est limité au Jurassique terminal-Infracrétacé. Les séries sédimentaires ont fourni des échantillons mieux conservés montrant les mêmes formes auxquelles s'en ajoutent d'autres ; nous les retrouverons un peu plus loin.

Relations entre les ophiolithes et les radiolarites.

Les radiolarites surmontent directement les ophiolithes et se trou-

vent toujours au contact des roches microlithiques¹, aussi bien dans le Pinde qu'au Vourinos, dont la coupe a par conséquent une valeur générale; il arrive qu'elles forment le ciment entre les boules des pillow-lavas à la partie supérieure de celles-ci, en remplacement du ciment éruptif originel (col au N du Tsouca Tsina, 22 km NNW de Metsovon). Dans aucun cas il n'existe de traces d'un métamorphisme qui eût été provoqué par les roches éruptives sur leur couverture sédimentaire². Les radiolarites se sont donc déposées sur les ophiolithes immédiatement après la venue de celles-ci. C'est là un des arguments majeurs qui obligent à admettre que le cortège ophiolithique résulte d'un épanchement massif sur le fond de la mer.

L'hypothèse selon laquelle les radiolarites seraient antérieures aux roches éruptives, lesquelles se seraient glissées le long de leurs plans de stratification sous la forme d'un vaste laccolithe ou «placolithe» (STEINMANN 1926) ne peut donc être acceptée; pas plus que de vérification dans les faits, une telle conception ne trouve de justification théorique. Outre qu'un tel mécanisme paraît impossible, eu égard à l'épaisseur relative des deux formations, on ne voit pas en quoi une mince pellicule sédimentaire eut pu influencer sur les conditions de cristallisation de l'énorme masse des roches éruptives: or, c'est afin d'aligner les conditions de mise en place des ophiolithes grenues sur leurs caractères de roches dites «de profondeur» que HAMMER, STEINMANN et d'autres se sont efforcés de donner corps à l'idée d'un laccolithe.

L'association des ophiolithes ou «roches vertes» avec les radiolarites est un fait acquis, qui fut signalé dès 1895 par TEALL,³ et depuis, constamment confirmé. Seule l'explication de cette association a varié: soit, comme STEINMANN, on considère les deux phénomènes — venues magmatiques et dépôt de radiolarites — comme indépendants mais liés à une cause commune: l'existence d'une fosse abyssale, soit on admet, comme l'ont très bien exprimé DEWEY et FLETT dès 1911 et d'autres par la suite, que les venues éruptives ont provoqué, par la silice qu'elles ont fourni à l'eau de mer, la prolifération des organismes siliceux; à la présence de la silice dans l'eau on peut ajouter le rôle des émanations acides provenant des éruptions et tendant à activer la dissolution des organismes et des particules calcaires.

Si l'on considère la répartition des radiolarites dans notre région, on est amené aux constatations suivantes:

1. Les radiolarites se sont déposées sur les ophiolithes et l'association étroite de ces deux formations est certainement l'indice d'une dépendance des conditions de sédimentation vis à vis des venues ophiolithiques.
2. Les radiolarites se sont déposées également dans des séries sédimen-

1. Ceci ne s'applique pas aux jaspes sous-jacents aux ophiolithes, mentionnés un peu plus haut et sur lesquels nous reviendrons.

2. Au sujet de la superposition des radiolarites aux roches microlithiques, voir les observations concordantes de ROUTHIER en Corse (1946) et de DUBERTRET en Syrie (1953); voir aussi les successions citées par STEINMANN (1926).

3. On Greenstones associated with Radiolarian Cherts, *Trans. R. Geol. Soc. Cornwall*, XI, p. 560.

taires voisines qui ne comportent pas d'ophiolithes: celle du Pinde - Olonos et celle de la zone adriatico-ionienne. Dans cette dernière, la sédimentation siliceuse débute dans le Jurassique supérieur et se poursuit au Crétacé inférieur; il en est sans doute de même dans la série du Pinde-Olonos, bien que la base des radiolarites n'ait pas encore été datée avec précision. Les radiolarites de ces zones sont donc contemporaines de celles qui se sont déposées sur les ophiolithes. Or, l'une ou l'autre de ces zones ont correspondu à cette époque à des fosses océaniques; cette conclusion peut être atteinte sans qu'il soit nécessaire de s'appuyer sur la présence des radiolarites (cf. conclusions du chapitre précédent; présence de *Phylloceras*, *Aptychus*, etc., dans la zone adriatico-ionienne).

3. A la même époque, une sédimentation exclusivement calcaire s'est poursuivie dans les zones voisines de Tripolitza et du Parnasse-Kiona, que la présence d'organismes constructeurs désigne comme des zones correspondant à des hauts fonds.

Il faut noter à ce propos que la présence des Radiolaires dans les sédiments n'est pas limitée aux radiolarites; ces organismes se trouvent aussi en grande abondance dans les calcaires: dans un cas, dont je fais état un peu plus loin, les Radiolaires sont associées, dans un calcaire, à *Calpionella alpina*; on les trouve également en abondance dans le calcaire de la partie supérieure, de la Klippe à Brachiopodes et radioles d'oursins (jurassiques) de Nea Koutsoufliani, signalée au chapitre précédent, ainsi que dans maints autres pointements que l'on ne peut mentionner sans entrer dans des détails géographiques que ne justifie point leur signification stratigraphique; enfin dans des lits calcaires interstratifiés dans les radiolarites de la série du Pinde-Olonos (à l'W de celle-ci, dans les monts Lakmon).

Les Radiolaires ont donc une répartition beaucoup plus grande que les radiolarites et il faut distinguer la prolifération des Radiolaires du dépôt des radiolarites.

Ces observations s'harmonisent parfaitement dans le cadre des considérations suivantes:

1. Le développement des Radiolaires - comme celui d'autres organismes à têt siliceux, telles qu'Eponges siliceuses, et, en eaux froides, Diatomées - est favorisé ou même conditionné par des apports siliceux dans l'eau de mer. Ces apports peuvent sans doute provenir de sources diverses, mais il est certain que les éruptions sous-marines et particulièrement les épanchements ophiolithiques - dans lesquels, nous le verrons lors de l'étude pétrographique, les montées siliceuses ont dû se poursuivre pendant longtemps - sont à l'origine d'apports massifs et soudains de silice dans l'eau de mer.

2. Le dépôt des radiolarites exige, outre la présence de silice et de Radiolaires, l'absence au moins temporaire de sédimentation calcaire. Cette absence doit être rapportée à d'autres causes que celles qui permettent la prolifération des organismes siliceux: sans doute à la diminution du pH de l'eau et à l'accroissement de sa teneur en CO_2 . La concentration en CO_2 s'oppose à la précipitation des carbonates, probablement même à leur fixation par les organismes; elle favorise par contre la précipitation de la silice (qui se produit normalement dans les eaux à pH inférieur à 5), en particulier la floculation de si-

lice gélatineuse à partir de silicates alcalins (les ophiolithes constituent une source importante de Na, cf. cinquième partie); elle favorise en outre le transport du fer en solutions (ions Fe^{++}), d'où se produit une floculation de gels de $\text{Fe}(\text{OH})^3$ lorsque le pH est supérieur à 5,2, petites variations qui peuvent résulter de l'activité des organismes: on entrevoit pourquoi les radiolarites sont à peu près toujours chargées en fer (que les ophiolithes fournissent également).

Or, d'un part, le pH diminue rapidement avec la profondeur et tomberait à 4 à 10.000 m; d'autre part, les phénomènes volcaniques émettent des quantités considérables de gaz carbonique. Les épanchements ophiolithiques qui durent, en raison de leur volume, prolonger pendant longtemps et sur toute leur surface leurs émanations de CO^2 (cf. cinquième partie) ont donc pu reproduire, en quelque sorte artificiellement, les conditions régnant aux grandes profondeurs. Ainsi peut s'expliquer — en tenant compte de la fugacité des hautes teneurs de CO^2 dans l'eau aux faibles pressions, donc de la nécessité de sources constantes de gaz carbonique — qu'en dehors des fosses océaniques, le dépôt des radiolarites ait pu être étroitement localisé aux aires occupées par les ophiolithes.

Les affleurements de radiolarites actuellement conservés sont de dimensions restreintes et se trouvent disséminés à la surface des ophiolithes microolithiques. Le morcellement des affleurements de radiolarites tient certainement à la faible épaisseur primitive de cette formation et aux érosions répétées qu'ont subies les massifs ophiolithiques.

Aussi, sauf lorsqu'elles ont été protégées par quelque reste de calcaires crétacés (cas des collines de Krapa, au NE du sillon méso-hellénique), les radiolarites ne sont généralement conservées que lorsqu'elles ont été pincées dans quelque pli accentué de leur soubassement ophiolithique. C'est sans doute là l'une des raisons pour lesquelles on a si fréquemment l'occasion de voir des radiolarites plissées, voire plissottées, ce qui témoigne également de la souplesse initiale de ce matériel finement lité.

L'une des raisons, mais non point la seule: car les radiolarites des zones sédimentaires — en l'occurrence, la zone du Pinde-Olonos, qui est très plissée — présentent bien des plissements disharmoniques, mais pas tout à fait à la même échelle et avec la même constance que les radiolarites des ophiolithes; elles ont pourtant les mêmes caractéristiques physiques, le même litage. Ce sont encore les conditions de dépôt qui donnent la clé de cette différence, en même temps que celle-ci fournit une nouvelle — bien que lointaine — vérification de l'hypothèse formulée au sujet des conditions de dépôt: en effet, alors que les radiolarites des zones sédimentaires se sont déposées sur des sédiments horizontaux, celles des ophiolithes se sont déposées sur la surface inégale des roches éruptives; dans ces conditions, des phénomènes de glissements locaux par gravité, de «slumping», devaient inévitablement se produire lorsque le matériel sédimentaire atteignait une certaine épaisseur, ou bien à l'occasion de déplacements minimes.

1. Cf. BUCH K. und GRIPPENBERG: Über den Einfluss des Wasserdruckes an pH und Kohlensäuregleichgewicht in grösseren Meerestiefen. *Journ. du Conseil intern. pour l'exploration de la mer*, 7, 2, 1932.

Hypothèse sur le mode de venue des ophiolithes.

En dehors des radiolarites, il n'existe aucune formation sédimentaire dont on puisse concevoir qu'elle ait pu constituer une calotte au dessus des ophiolithes au moment de leur émission.

La conséquence de cette constatation est immédiate: si aucune couverture sédimentaire ne recouvrait les ophiolithes au moment de leur venue, leur émission a donc dû se produire, sinon à l'air libre, tout au moins sur le fond de la mer. Les ophiolithes auraient donc pris naissance sous la forme d'un puissant épanchement sous-marin, épais de plusieurs milliers de mètres, relevant d'un volcanisme géosynclinal totalement différent des phénomènes éruptifs actuellement observables et représentant un épisode essentiel de l'histoire d'un cycle orogénique.¹

C'est la coupe remarquablement évocatrice du Vourinos qui m'a suggéré, dès 1939 (alors que la présence des roches microlithiques avait déjà arrêté mon attention) cette hypothèse sur le mode d'émission des ophiolithes. J'ai déjà eu l'occasion d'évoquer cette conception en quelques brèves notes à l'Académie des Sciences de Paris (1940 a et b,², 1948 b, 1950) puis, un peu plus longuement, dans une communication au Congrès géologique international d'Alger (1952). Entre temps, ROUTHIER (1946, 1953) et DUBERTRET (1953) entre autres, avaient évoqué ou développé des idées analogues à propos des ophiolithes d'autres régions (Corse, Syrie, Nouvelle-Calédonie; les ophiolithes alpines semblent devoir être expliquées de la même façon (M. LEMOINE 1954). C'est-à-dire qu'une idée qui a pu sembler choquante au premier abord est insensiblement en passe de tomber dans le domaine commun, sinon des lieux communs.

Entendant me limiter, dans ce chapitre, aux relations entre les ophiolithes et le reste de la série stratigraphique, je réserverai tous les développements pétrographiques qu'appelle encore cette hypothèse à la cinquième partie, spécialement consacrée à cette étude. On peut cependant, d'après ce qui a déjà été dit sur les ophiolithes, résumer les différents ordres de faits qui autorisent à envisager un épanchement ophiolithique.

1) Association constante et intime des roches grenues, doléritiques et microlithiques; ces dernières sont épaisses et de types particuliers (spilites,

1. J'ai mentionné pour mémoire le terme de métasomatose au début de ce chapitre en évoquant les hypothèses possibles concernant l'origine des ophiolithes. Il est évident, cependant, que si les conceptions transformistes peuvent être, sous une forme ou sous une autre, applicables à la formation du granite, tout concourt à les écarter lorsqu'il s'agit d'ophiolithes: présence des roches microlithiques, absence de couverture primitive, netteté des contacts avec les roches sédimentaires et, comme nous allons le voir, faiblesse relative du métamorphisme des terrains-sous-jacents.

2. «Les roches basiques... reposent... dans des conditions qui n'évoquent pas un charriage, mais plutôt un épanchement fissural massif dont les roches grenues représenteraient les parties profondes» (*C. R. Ac. Sc.*, 15 Janvier 1940, p. 111). Cette conception est développée dans la Note suivante, du 27 Mai 1940 (id, p. 736). Dans le même numéro des *Comptes Rendus* L. DUBERTRET, à propos du Sénonien de Syrie, évoque un processus semblable en ce qui concerne la mise en place des roches vertes.

pillow-lavas); aucun appareil éruptif ne leur correspond; elles se trouvent à la surface du complexe ophiolithique, les péridotites en occupant la base.

Sans ces premières constatations, d'ordre strictement pétrographique, et que nous reverrons plus en détail, toutes les observations qui suivent auraient dû trouver quelque autre explication. L'hypothèse de l'épanchement étant désormais possible, nous allons voir qu'elle rend compte de la manière la plus commode des caractéristiques suivantes des ophiolithes.

2) On ne connaît aucune formation sédimentaire ou métamorphique qui puisse être sérieusement considérée comme ayant constitué une calotte au-dessus du magma ophiolithique.

3) La présence des ophiolithes s'est immédiatement fait sentir dans le milieu marin et a déclenché la formation des radiolarites qui se sont déposées sur les roches microlithiques, ce qui confirme que celles-ci représentent la croûte externe des ophiolithes.

4) Les ophiolithes reposent — et c'est là un fait très général qui les distingue des granites — sur des formations sédimentaires.

5) Enfin, elles ont exercé sur ce soubassement une action métamorphique légère, mais incontestable. Nous allons examiner ce point dans le paragraphe suivant, en étudiant le niveau «e», sous-jacent aux péridotites du Vourinos. Nous écarterons ainsi une dernière hypothèse, celle qui consisterait à attribuer la position actuelle de la masse ophiolithique du Vourinos à un charriage.

Le niveau «e»: schistes, jaspes et calcaires sous-jacents aux péridotites du Vourinos.

Le niveau «e», qui n'a, relativement aux puissantes formations qui l'encadrent, qu'une épaisseur négligeable, tire une importance considérable du fait qu'il se trouve à la base des roches éruptives, entre celles-ci et les calcaires. Deux ordres de phénomènes vont attirer notre attention: a) le métamorphisme subi par ces roches au contact des roches éruptives: b) les causes du passage d'une sédimentation calcaire continue à une sédimentation surtout siliceuse et clastique.

Nous allons considérer le niveau schisteux d'abord dans le lit de l'Haliakmon, au pied du Vounassa, ensuite au NE du Vourinos.

1.—Le niveau schisteux au pied du mont Vounassa.

Entre le mont Vounassa et l'extrémité SE des croupes ophiolithiques du Flambouron (suite du Vourinos), la vallée de l'Haliakmon est creusée dans le niveau schisteux et acquiert sur une dizaine de km, une direction SW - NE, avant de tourner vers le N au Monastère de Zabordas¹ (Pl. XII fig. 1). Des

1. Le monastère de Zabordas (mentionné sous le nom de Zabourdo, dans la Thèse de J. BOURCART) est construit, tel un château fort, sur des calcaires redressés en-

restes de terrasses lacustres pliocènes (P, fig. 22) cachent parfois le soubassement.

Vers le milieu de cette vallée, auprès d'une petite plage de sable, j'ai



Fig. 22. Coupe d'ensemble de la Vallée de l'Haliakmon sous le Mont Vounassa.



Fig. 23. Détail du lit de l'Haliakmon

Explication des lettres dans le texte, p. 88 et suivantes.

pu relever la série suivante, plongeant vers le NW (de haut en bas, mêmes lettres que dans les coupes précédentes; Fig. 23):

- P : Pliocène, villafranchien
- f : péridotites serpentinisées;
- e9 : roche vert très sombre, compacte, dure et silicifiée; quelques mètres d'épaisseur, limites imprécises;
- e8 : roche vert sombre de texture schisteuse;
- e7 : calcaire vert d'eau, bréchique par endroits, en bancs: 5 à 6 m;
- e6 : jaspes ou quartzites fins, rouge sombre ou noirs, alternant avec des calcaires et des schistes noirs, passant à des
- e5 : schistes noirs très fissiles, 10 m environ;
- e4 : calcaires gris blanc, très cristallins, 8 m environ;
- e3 : bancs de calcaire gris ou verdâtres, alternant avec

tonrés par un méandre profondément encaissé de l'Haliakmon. Un peu en amont du monastère, un engin primitif, aujourd'hui hors d'usage, permettait de passer d'une rive à l'autre: il consistait en un simple câble tendu à plus de 100 m au-dessus du fleuve. Une nacelle en forme de baquet était suspendue à ce câble par une poulie; détachée de la rive, elle glissait jusqu'au milieu du câble et s'y balançait au-dessus des flots tumultueux; c'est en tirant sur le câble à la force des bras que l'on devait alors atteindre la rive opposée.

- e2 : bancs de jaspes ou quartzites fins, rouge sombre, en lits de 5cm à 1 m, plissotés, comprenant aussi des
- e1 : bancs plus schisteux, gris sombre; par développement des calcaires, on atteint la
- d : masse principale des calcaires gris en bancs épais de 20 cm en moyenne, qui forment le flanc NW du mont Vounassa.

Un peu en aval, vers le monastère de Zabordas, à la cascade d'un moulin, j'ai trouvé, non loin des péridotites des schistes verts suivis par des schistes noirs à bancs de jaspes; un peu plus loin, vers le monastère, des schistes noirs à texture bréchique et des quartzites micacés.

Le passage graduel, vers la base de la coupe, à la masse calcaire principale prouve incontestablement que le raccord est normal et que ce profil a une valeur stratigraphique.

L'examen au microscope des échantillons rapportés a fourni les indications suivantes.

La formation «e9» (Pl. XVI fig. 1) est une roche à structure doléritique ou oplitique très altérée. Les feldspaths sont représentés par de fines aiguilles enchevêtrées, visibles surtout en lumière naturelle parce que généralement épigénisées en quartz; par endroits on distingue encore des restes très voilés de la macle de l'albite. Outre les feldspaths, on distingue des cristaux d'ouralite contenant des restes d'augite; le fond est sombre, étant envahi par la chlorite et la magnétite.

J'ai trouvé une roche analogue, mais à éléments un peu plus grands (structure nettement oplitique), dans une position semblable, au sommet de la coupe citée au chapitre II, dans le ravin à l'W du mont Vounassa, près d'un moulin abandonné¹.

Le mode de gisement observé en «e9» et l'absence de limites nettes entre ce niveau et la serpentine n'évoquent pas un filon, mais cette possibilité ne peut être exclue, d'autant moins que le niveau des schistes derrière le Vourinos contient des apophyses de roches éruptives (voir un peu plus loin). A mon sens, les conditions de gisement évoquent davantage une zone de refroidissement brusque («chilled margin») à la base des ophiolithes. Une telle hypothèse ne pourrait être adoptée que si elle était confirmée par des observations analogues provenant d'autres localités. Enfin, cette roche microlithique peut également être un témoin des activités volcaniques qui ont dû, ainsi que nous allons le voir, précéder de peu la venue des grandes masses ophiolithiques.

La roche «e8» est intermédiaire entre un schiste et une cornéenne; elle comprend surtout du quartz très fin, des grains de calcite, une grande abondance de chlorite et de magnétite en nuages qui obscurcissent la plaque, enfin des grains de chromite. L'origine de la roche est donc douteuse; il semble qu'il puisse s'agir encore d'une roche éruptive altérée.

Le calcaire «e7» est le premier niveau nettement sédimentaire. On y voit

1. Cette coupe présente la même succession—calcaires, schistes, ophiolithes—que la précédente, mais des traces de glissements, liés sans doute au voisinage de la bordure du Sillon, en diminuent la valeur stratigraphique.

un fond de calcite envahi par des traînées ferrugineuses et chloriteuses; mais par endroits, la calcite est remplacée par de l'idocrase (Pl. XVI, fig. 3). Ce minéral — que j'ai également découvert, associé à des grenats, dans un bloc calcaire isolé dans les ophiolithes — est caractéristique du métamorphisme thermique d'un calcaire impur, contenant par avance une certaine proportion de silice, d'alumine et de magnésie. On sait qu'il prend naissance au contact des laves du Vésuve, dans les calcaires magnésiens du soubassement de la Somma. Ici, la présence de silice et d'alumine peut être considérée comme normale dans un banc calcaire inclus dans une série siliceuse; celle de la magnésie peut être due soit à la dolomie, soit à un apport des roches éruptives, très magnésiennes.

Il est donc hors de doute que l'on se trouve en présence d'un contact primaire des péridotites, ce dont le reste de la coupe va nous apporter confirmation. J'ajouterai que des calcaires prélevés en des points voisins et dans des positions relatives analogues, par exemple, dans le ravin à l'W du Vounassa, déjà mentionné, près du moulin en ruines, m'ont montré, en outre, de la muscovite, de la zoïsité et des grains d'épidote.

Les jaspes du niveau «e6» sont, en fait, des quartzites fins très ferrugineux; la silice est entièrement recristallisée et on n'aperçoit, notamment, aucune trace de Radiolaires.

Les schistes «e5» sont principalement formés de quartz clastique, avec des paillettes de séricite disséminées ou groupées en amas amygdaloïdes, des traînées de magnétite en nuages et en grains de dimensions plus grandes, à bord dentelés. Il n'y a pas loin de ce schiste au quartzite micacé que j'ai ramassé sur le sentier qui monte vers le monastère de Zabordas, bien que le second rappelle davantage, par son allure extérieure, les schistes des séries cristallophylliennes antétriasiques.

Un intérêt spécial s'attache au schiste vert que j'ai recueilli au moulin en amont de Zabordas. En effet, à l'examen microscopique, il s'est révélé constitué essentiellement de quartz et de glaucophane (Pl. XVI, fig. 2). On sait que ce dernier minéral a été trouvé fréquemment dans des séries sédimentaires associés aux roches basiques et ultrabasiques, en particulier dans les schistes lustrés des Alpes, de Corse,¹ en Nouvelle-Caledonie² et en Californie³ où il se trouve dans des schistes provenant de la transformation de grès et de jaspes («radiolarian cherts»), ce qui paraît être le cas ici. La formation de ce minéral nécessite un apport de soude, qui peut provenir soit de l'eau de mer imprégnant les sédiments, soit des roches éruptives, comme en témoigne la fréquence du phénomène d'albitisation dans les parties supérieures du cortège ophiolithique (dolérites, spilites); cet apport, qui paraît être la règle vers le haut, semblerait au contraire sporadique vers le bas.

Le calcaire «e4» est un calcaire totalement recristallisé, comprenant, outre la calcite, de petits grains de quartz.

Les jaspes et les schistes «e2», «e1» sont constitués essentiellement de

1. ROUTHIER 1950. 2. LACROIX 1941. 3. RANSOME 1894.

quartz recristallisé et de fer ; les jaspes sont si chargés en hématite que la plaque est, par endroits, tout à fait opaque.

Les calcaires «d» ne montrent que de la calcite.

Première conclusion :

Les ophiolithes du Vourinos sont en place et ont métamorphisé leur soubassement.

En résumé, la série qui vient d'être décrite a été manifestement surmontée par les péridotites du Vourinos lors de la première venue de celles-ci et non pas à la faveur de quelque mouvement tectonique ultérieur ; cette conclusion pouvait déjà nous être suggérée par la tranquillité des conditions de gisement en regard des bouleversements, dont j'ai déjà donné quelques aperçus, qui affectent le domaine ophiolithique du Pinde septentrional, où les roches éruptives participent à des charriages, chevauchant notamment le Flysch tertiaire.

Le métamorphisme qui atteint les formations sous-jacentes aux péridotites du Vourinos est de deux types :

1. Un métamorphisme de contact immédiat et d'apport. La présence d'idocrase et la comparaison avec la formation de ce minéral au contact des laves du Vésuve (dans les enclaves calcaires des bombes, en particulier) indique que les péridotites devaient bien se trouver, lors de leur venue, à une température élevée. Cependant, les effets de ce métamorphisme ne sont pas très accentués et ne se propagent pas très loin : c'est une question de mètres. On ne peut aucunement, par exemple, comparer ces effets à ceux de la lherzolite des Pyrénées décrits par LACROIX, lesquels se font sentir à des centaines de mètres de la roche éruptive. Qualitativement, on remarque, au Vourinos, l'absence de minéraux nettement pneumatolytiques, tels que la tourmaline. Ces différences doivent sans doute s'expliquer principalement par des différences dans les conditions de mise en place de ces roches.¹ Le métamorphisme dans les Pyrénées s'est exercé à partir d'une intrusion lherzolitique, dans les enveloppes sédimentaires qui, la coiffant et l'entourant, recevaient par conséquent la totalité des émanations du magma ; dans le cas qui nous occupe, les formations sédimentaires étaient sous-jacentes aux péridotites et les produits volatils devaient avoir d'autant moins tendance à se forcer un passage vers le bas que :

a : il n'existait aucune calotte sédimentaire sus-jacente au magma ophiolithique et retenant ses émanations :

1. Ainsi que l'écrivait A. LACROIX (1895 b) à propos des lherzolites : «Comme, d'autre part, les conditions dans lesquelles ces produits volatils exercent leur action peuvent elles-mêmes varier, il est possible de comprendre pourquoi la même roche n'agit pas toujours de la même façon sur les sédiments de même composition qui se trouvent à son contact dans des localités différentes».

b : l'épanchement du magma ophiolithique a dû se faire sur le fond de la mer ce qui a dû assurer un refroidissement superficiel assez brutal et peut-être la formation d'une croûte externe consolidée (présence de la «chilled margin» ?) et par là réduire l'action du magma sur les roches en contact.

2. Outre le métamorphisme de contact, les formations sous-jacentes aux ophiolithes du Vourinos ont été soumises dans leur ensemble, à des transformations peu profondes, qui se limitent à la remise en mouvement de la calcite, du quartz, de la dolomie (cristaux épars dans les calcaires), sans doute aussi du fer (magnétite, puis hématite). Cette action est assurément due pour la plus grande part au seul enfouissement des sédiments sous l'énorme masse des ophiolithes; il faut y voir la cause de la recristallisation des calcaires et de la rareté des fossiles déterminables. Le passage des masses ophiolithiques en nappes (tectoniques) sur le Flysch et le Crétacé dans le Pinde détermine également une recristallisation de la calcite, moins poussée cependant que dans le cas précédent; aussi, l'état physique du magma n'at-il pu être tout à fait indifférent et la partie supérieure des calcaires a tendance à être plus cristalline que la partie inférieure, ce qui, dans certains cas, peut paraître d'autant plus surprenant que les ophiolithes ont souvent été enlevées par l'érosion.

Il y faut ajouter l'action des glissements internes lors du redressement de l'ensemble; les calcaires - et non seulement les schistes - présentant souvent une texture lamellaire à leur partie supérieure.

Deuxième conclusion :

La sédimentation calcaire qui se poursuivait depuis longtemps a été troublée quelque temps avant l'arrivée des ophiolithes.

Le passage à une sédimentation essentiellement siliceuse doit être lié à quelque activité tectonique et volcanique sous marine ayant précédé l'émission massive de roches basiques. Nous reprendrons cette question, du point de vue paléogéographique, après avoir étudié quelques autres coupes.

II. Les bancs schisteux au NE du Vourinos

En aval du monastère de Zabordas et vers le N, l'observation de la zone de contact entre les péridotites et les formations sous-jacentes est gênée par les dépôts pliocènes lacustres qui suivent la vallée et dans lesquels l'Haliakmon, puis, après son 2ème coude vers l'E, son affluent de gauche, ont recreusé leurs ravins, laissant de puissantes terrasses sur les deux rives. Au point où le fleuve oblique vers l'E et perce les calcaires pour pénétrer dans le bassin de Servia, des failles importantes ont joué et l'on ne peut observer qu'une mylonite serpentineuse butant contre un miroir calcaire vertical.

Par contre, on peut suivre les bancs schisteux sans interruption au NE du Vourinos, jusqu' au village de Paléokastro.

Des différences assez sensibles distinguent ces niveaux de ceux qui ont été décrits précédemment.

D'une manière générale, l'épisode siliceux et schisteux est moins important et le passage de celui-ci à la masse calcaire sous-jacente ne comporte pas de couches de transition sous forme de bancs interstratifiés. La diminution d'épaisseur est en partie due au laminage, et est d'autant plus sensible que les couches sont plus redressées.

En outre, un banc calcaire, homologue sans doute de «e7» mais plus puissant, s'insère entre les schistes et les péridotites serpentinisées, augmentant d'épaisseur en direction du NW. Au ravin transversal du Vourilakkos, il atteint une puissance de quinze mètres environ. Le banc schisteux y apparaît alors nettement interstratifié dans les calcaires, un peu en dessous du plan de contact des roches éruptives, l'ensemble étant toujours parfaitement concordant. L'importance du banc calcaire augmente en direction de Paléokastro, de sorte que deux petits ravins parallèles descendent vers ce village, l'un creusé dans les schistes, l'autre au contact du banc calcaire et des serpentines (Pl. II, fig. 3).

Du point de vue de leur nature, les schistes du Vourinos ne se différencient de ceux de l'Haliakmon que par leur aspect extérieur d'ensemble, et cette différence est due surtout au laminage qui leur donne une physionomie plus uniformément schisteuse, moins régulièrement stratifiée. Au microscope, ils apparaissent, comme les précédents, formés surtout de quartz d'origine clastique et plus ou moins recristallisé, de séricite, de chlorite, de quelques plagio-clases, probablement d'origine clastique, de calcite. De petits bancs calcaires sont interstratifiés dans les schistes, notamment dans la descente sur Paléokastro.

Cependant, vers ce village, des échantillons prélevés sur des pointements de roches massives, verdâtres, surgissant au sein des schistes, se sont révélés être des gabbros à olivine mylonitisés. Ce sont là des apophyses provenant de la masse ophiolithique et injectées dans les bancs schisteux.

Les calcaires au contact des péridotites présentent, outre la calcite, quelques traces d'autres minéraux: quartz, muscovite, chlorite, filets serpentineux, rhomboèdres de dolomie secondaire, etc.

La base des péridotites est transformée, sur 10 ou 15 m, en serpentine schisteuse, effet qui doit être rapporté au vigoureux redressement d'une masse ayant la puissance du Vourinos, et aux glissements inévitables au plan de contact; cette schistosité ne se compare pas un instant aux zones écrasées, s'étendant sur des centaines de mètres d'épaisseur, que l'on trouve dans le Pinde.

En dépit des bouleversements tectoniques qui ont affecté cette dernière région, nous allons y retrouver des vestiges du soubassement originel des ophiolithes et nous pourrons ainsi tenter de reconstituer les événements qui ont précédé les épanchements massifs de magma ophiolithique.

LE JURASSIQUE AU SW DU SILLON MESO-HELLÉNIQUE

Le Jurassique dans la zone du Pinde - Olonos.

Les limites stratigraphiques du Jurassique de la zone du Pinde-Olonos sont encore imprécises. Les nombreux échantillons que j'ai recueillis dans cette série monotone, qui va du Trias supérieur au Crétacé moyen étaient soit azoïques, soit pétris de Radiolaires. M. DEFLANDRE, qui a bien voulu examiner quelques unes de ces lames minces — dont la meilleure (Pl. XV, fig. 1) provient des niveaux moyens du lambeau d'Aspra Litharia qui a été brièvement décrit au chapitre précédent — a reconnu des formes appartenant aux groupes suivants:

Acanthosphaera, *Amphisphaera*, *Genosphaera*, *Dictyomitra*, *Dicolocapsa*, *Stylocryptocapsa*, *Hemicryptocapsa*, *Holocryptocapsa*.

La première forme (individu cornu de la Pl. XV) est surtout abondante dans les niveaux voisins du Tithonique, la seconde est jurassique et crétacée; les trois dernières ont des caractères qui les rapprochent des Radiolaires habitant en eaux profondes (tête et thorax repoussés dans l'abdomen: cf. Traité de Zoologie, sous la direction du Pr. GRASSÉ, t. I, fasc. 2, p. 488).

D'autre part, un calcaire siliceux associé à des radiolarites dans un pointement surgissant en fenêtre au sein des ophiolithes, en aval de Périvoli (25 km NNE de Metsovon) contient en grand nombre, outre des Radiolaires sphériques,

Calpionella alpina LORENZ

caractéristique du Tithonique.

Le soubassement originel des ophiolithes dans le Pinde.

Parmi les affleurements de terrains sédimentaires dans le Pinde septentrional, dont la plupart se trouvent nous l'avons vu, en contact anormal avec les ophiolithes, il en est quelques-uns qui, par leur faciès et leurs rapports avec les roches éruptives, rappellent les niveaux sous-jacents aux péridotites du Vourinos.

J'ai observé la présence de tels terrains dans les ravins de l'Aspropotamos (rivière de Périvoli, 25 km NNE de Metsovon) et de son affluent de droite l'Avomintsa. C'est seulement après avoir découvert cette coupe que j'ai pu situer d'autres affleurements moins bien exposés, d'aspect schisteux, mais comprenant aussi des jaspes et des calcaires en plaquettes, qui apparaissent sporadiquement dans le domaine ophiolithique du Pinde septentrional. J'en avais fait tantôt du Flysch transformé, tantôt des radiolarites; mais leur aspect très schisteux était troublant. Le problème s'est éclairé avec la distinction que j'ai mentionnée plus haut entre les radiolarites sus-jacentes aux ophiolithes, d'une part, et d'autre part les jaspes antérieurs aux épanchements ophiolithiques, qui sont accompagnés de schistes bruns, noirs ou vert foncé, parfois de lits calcaires, et sont homologues du niveau «e» du Vourinos.

Les premières se trouvent disséminées à la surface des ophiolithes ou plissées avec celles-ci, mais toujours au contact des roches microlithiques ou

des pillow-lavas; les seconds apparaissent dans les zones les plus bouleversées par les mouvements orogéniques, à la base de masses de péridotites ou de serpentine scindées en écailles. Les conditions d'observation sont généralement peu favorables à l'analyse stratigraphique. Je ne ferai que citer au passage les affleurements qui apparaissent au N du piton calcaire de Strivo, sur la crête au S du village de Lavda, dans les champs des «callivia» de Monahiti.

Plus intéressant est l'affleurement situé dans le vallon au NW du hameau de Périvolaki (20 km à l'WSW de Grévéna).

On se trouve ici à la bordure SW du sillon méso-hellénique, dans une zone de racines, aussi tous les terrains sont-ils redressés et laminés. La considération de l'ensemble de la coupe permettra de situer, du point de vue stratigraphique, les terrains qui nous intéressent. On peut observer d'E en W (de haut en bas), d'abord dans la vallée du Potamouli, puis dans celle d'un affluent de gauche, la succession suivante (fig. 24):

o 1 : grès stampiens à *Megatylotus crassatinus* etc.;

o : conglomérat de base oligocène à galets de roches microlithiques;

===== discordance =====

f 3 : roches microlithiques et dolérites laminées;

f 2 : gabbros laminés;

f 1 : serpentines bleues à enduit d'opale (péridotites laminées);

e : schistes noirs avec lits gréseux (tufs) en plaquettes, noirs ou gris, et lits de jaspes noirs ou rouges.

contact anormal ————

Flysch.

Les schistes noirs contiennent des restes de Radiolaires qui apparaissent

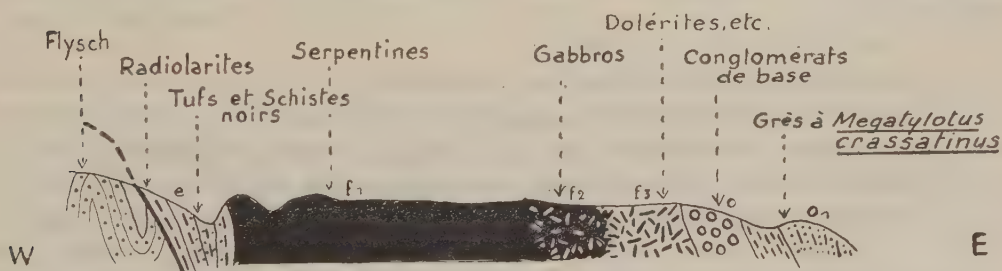


Fig. 24. Coupe du Potamouli et du vallon en face de Perivolaki.

en clair (quartz) dans un fond brun sombre formé de particules très fines comprenant aussi du quartz.

Les tufs sont formés de grains non roulés d'éléments ferro-magnésiens altérés (surtout chlorite et serpentine montrant l'altération superficielle brune classique) et de quartz anguleux (Pl. XV, fig. 2).

Les radiolarites sont mal conservées, les traces de Radiolaires, souvent oblongues, dénotant l'écrasement.

L'épaisseur totale de la formation, évidemment incomplète à sa partie inférieure, est d'environ 50 m. Elle offre, avec les couches du ravin de l'Haliak-

mon, décrites plus haut, les points de ressemblance suivants: position, selon toute apparence originelle, sous les péridotites (ici, serpentines); présence de jaspes et de lits clastiques plus ou moins schisteux, contenant du quartz et des éléments ferro-magnésiens. La différence, évidente, concerne l'absence de calcaires.

La coupe du ravin de l'Avomintsa, située à une dizaine de km au SW du sillon méso-hellénique présente, dans une position analogue, à la base des péridotites de la montagne de Khusa (1.847 m) et plongeant vers le SE sous la masse de roches éruptives (fig. 25), des lits siliceux sombres, par-

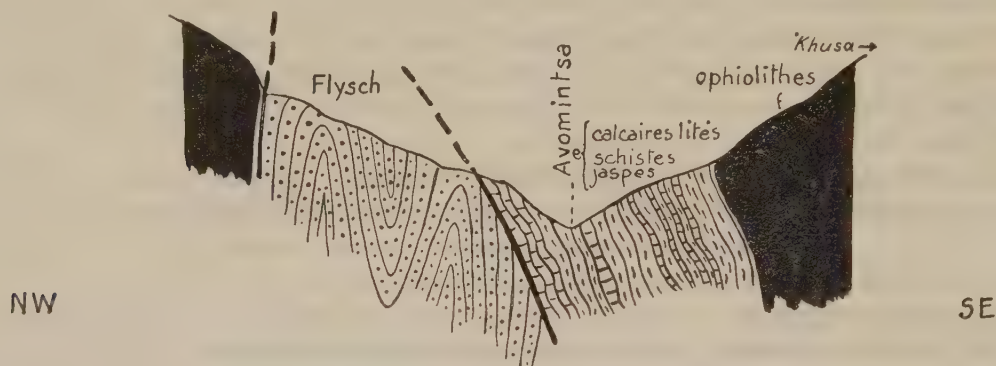


Fig. 25. Coupe du ravin de l'Avomintsa.

fois schisteux, des jaspes et enfin des calcaires bien lités, interstratifiés dans les formations précédentes, mais absents à leur partie supérieure. En dehors d'un banc bréchique, tous ces dépôts sont de grain très fin. De haut en bas, on distingue :

- les péridotites serpentinisées;
- des schistes noirs ou verdâtres, coupés de lits compacts. Ces derniers ont conservé leur texture originelle et montrent des strates extrêmement fines et régulières (Pl. XVI, fig. 4) formées d'alternances de lits ténus incolores, comprenant du quartz et de la calcite, avec des lits assombris par des fines particules d'éléments ferro-magnésiens altérés. Le quartz, visible après attaque de la plaque à l'acide, se trouve en grains très petits, anguleux. On se trouve en présence d'un dépôt clastique fin qui s'est effectué en eau tranquille, vraisemblablement profonde, par arrivages successifs. L'épaisseur de cet ensemble est d'environ 30 m;
- calcaires roses ou lie de vin, en plaquettes, interstratifiés de lits noirs ou verdâtres analogues aux précédents;
- lits alternés de bancs noirs, compacts ou schisteux, de texture fine, semblables à ceux de la formation supérieure, de calcaires gris ou roses épais de quelques cm, plus rarement de quelques dm, enfin de jaspes rouges; un banc épais de 2 m est formé d'une brèche polygénique bien cimentée, comprenant des fragments de toutes les roches en présence. A certains niveaux, les

calcaires clairs et la roche noire sont plissottés, voire brisés et recimentés.

—Contact anormal: Flysch ou autres termes du soubassement de la nappe ophiolithique.

Cet ensemble, que l'on peut suivre sur près de 7 km, du SW au NE, bien qu'il soit par endroits disloqué ou laminé dépasse 100 m d'épaisseur; la progression de la proportion de calcaires vers le bas donne l'impression qu'il se raccordait primitivement à une série calcaire. Un fragment de la même for-

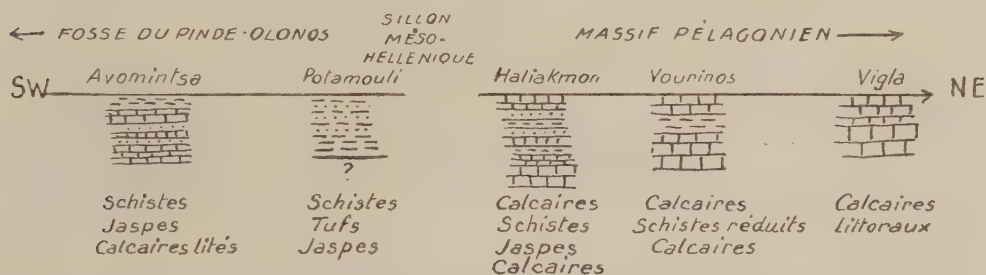


Fig. 26. Faciès lithologiques du soubassement des ophiolithes de part et d'autre du sillon méso-hellénique, d'après les affleurements connus.

mation affleure dans le ravin en aval de Périvoli, non loin d'un moulin, au sein d'écaillés complexes; les lits de calcaires et de schistes noirs y sont injectés d'un petit filon de gabbro.

Paléogéographie du soubassement des ophiolithes; lieu d'émission de celles-ci.

La coupe de l'Haliakmon nous avait révélé le fait fondamental suivant : la sédimentation calcaire, qui s'était poursuivie pendant une très longue période — du Trias moyen au Jurassique supérieur — sans la plus petite interruption, sans le moindre signe de trouble, fait place brusquement, peu avant l'arrivée des ophiolithes, à une sédimentation clastique où le quartz cotoie les éléments ferro-magnésiens.

Ces apports clastiques, dans une région qui était totalement tapissée de calcaire, exigent l'intervention de quelque événement ayant permis d'une part aux matériaux du socle cristallophyllien — au quartz — d'arriver dans la mer, ayant fourni, d'autre part, des éléments ferro-magnésiens, ce qui est normalement le fait d'éruptions volcaniques. On est donc conduit à admettre que l'épanchement ophiolithique a été précédé par des mouvements crustaux (qui, nous allons le voir, durent être limités à des factures) ainsi que par des éruptions volcaniques, certainement sous-marines.

La considération des formations sédimentaires sous-jacentes aux ophiolithes peut nous guider dans la localisation de ces accidents et même nous fournir quelques indications sur leur nature.

Au NE du sillon méso-hellénique, c'est-à-dire, comme nous le savons, sur la bordure du massif pélagonien, le faciès lithologique du type «calcaires en gros bancs» caractéristiques de cette zone, se poursuit dans les intervalles de la sédimentation détritique; celle-ci diminue d'abondance vers le NE et on n'en trouve plus aucune trace au NE de l'axe des monts du Vourinos, dans le chaînon de Vigla: les ophiolithes y reposent directement sur les calcaires à Polypiers et à Foraminifères littoraux. Ces variations ne sont nullement surprenantes si l'on considère que l'on se trouve en bordure du massif pélagonien, c'est-à-dire dans une région où les variations de profondeur devaient être ra-

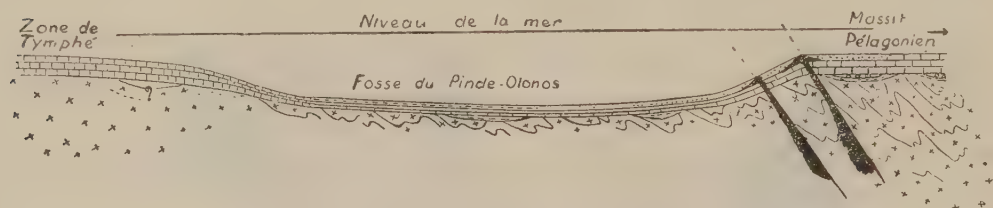


Fig. 27. Coupe théorique des zones de sédimentation sur l'emplacement du Pinde, vers la fin du Jurassique: avant les épanchement ophiolithiques, lors des premiers apports éruptifs et clastiques.
Pointillé: niveaux détritiques et tufs. Tireté: radiolarites.
Noir: Emplacements présumés des premières éruptions.

pides et qu'en outre les apports clastiques étaient en liaison avec des phénomènes volcaniques, phénomènes tout particulièrement localisés. Le Trias des Dolomites nous offre un exemple classique de telles variations. Les études océanographiques modernes ont d'autre part confirmé la localisation fréquente des dépôts clastiques et le rôle des courants de turbidité dans leur transport (PH. H. KUENEN, *Marine Geology* 1950, etc...); elles ont révélé en outre que les trem-

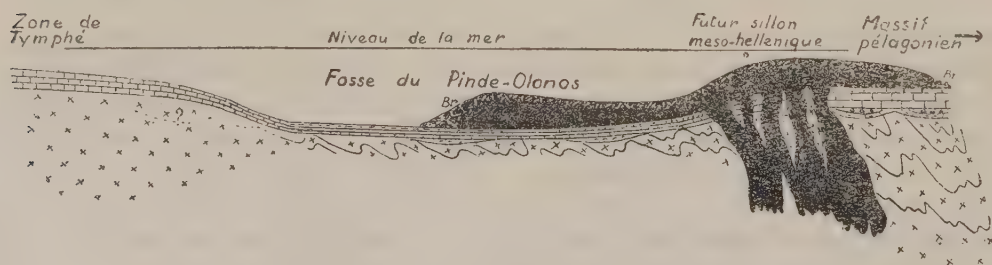


Fig. 28. Coupe théorique des épanchements ophiolithiques.
Noir: Ophiolithes, les mouchetures blanches représentant la croûte doléritique et microlithique.
Br: Brèches ophiolithiques.

blements de terre—et on peut certainement y ajouter les éruptions sous-marines—constituent une des origines de l'étalement de nappes d'eau chargées de matériaux clastiques.

La disposition des niveaux clastiques sur le bord du massif pélagonien,

leur rapide disparition vers le NE (qui doit être en liaison avec la pente qui coïncidait avec cette bordure) indiquent par conséquent que l'origine des apports détritiques se trouvait au SW du massif.

Inversement, dans le Pinde, les niveaux détritiques diminuent d'importance relative (intercalations des calcaires lités) et surtout sont de grains plus fins en direction du SW. L'origine de leurs matériaux doit donc être recherchée vers le NE. Le lieu de rencontre de ces deux indications est le sillon méso-hellénique.

C'est donc sur l'emplacement du sillon méso-hellénique, c'est-à-dire sur le lieu de la flexure qui séparait l'ancien continent de la fosse orogène, que se sont produites les fractures qui ont permis les éruptions volcaniques et la remontée des matériaux provenant du socle, ceux-ci ayant pu être entraînés par les venues éruptives.

De telles fractures de cisaillement, accompagnées d'éruptions et de tremblements de terre caractérisent les guirlandes internes des chaînes en voie de formation (îles de la Sonde, cf. UMGROVE: *the Pulse of the Earth*, 1947, van BEMMELLEN *Mountain Building*, 1954 etc...); les plans de cisaillement, révélés par la profondeur des hypocentres des séismes, paraissent être inclinés de 55° sous le socle continental.

C'est à la région propice aux cisaillements qui se trouvait à la limite du massif pélagonien et de la fosse orogène, emplacement actuel du sillon méso-hellénique, que j'ai rapporté dès 1940, l'origine des émissions ophiolithiques. Effectivement, le Sillon forme, sur toute sa longueur et même dans ses prolongements, bien au-delà des dépôts oligo-miocènes qui le définissent du seul point de vue stratigraphique, l'axe des venues ophiolithiques; les ophiolithes sont alignées, en massifs plus ou moins importants, le long de ses deux «rives» et constituent également, nous l'avons vu plus haut, le soubassement de ses formations sédimentaires. Nous verrons que le comportement du Sillon dans l'orogénèse sera désormais déterminé par cette constitution ophiolithique de son soubassement, par la présence de la racine ou, plus exactement, des restes de la cheminée ou de la fissure d'ascension des ophiolithes.

Épanchements ophiolithiques et orogénèse.

Si l'on peut aisément rapporter l'intervention de la sédimentation classique à des fractures de cisaillement, de tels accidents semblent insuffisants pour expliquer les épanchements ophiolithiques, lesquels ont plusieurs milliers de mètres d'épaisseur.¹

L'émission des ophiolithes est survenue après une longue période de

1. S'il en était autrement, nous serions menacés, à l'époque actuelle, par des épanchements ophiolithiques qui pourraient fort bien prendre des proportions catastrophiques. Heureusement, l'histoire géologique nous montre que de tels épanchements sont des événements rares qui ne se produisent probablement qu'une fois au cours d'un cycle orogénique. Nous pouvons donc tabler sur quelques millions d'années de tranquillité! Cette rareté constitue d'ailleurs une limite au principe de l'actualisme.

calme orogénique et, en ce qui concerne au moins le massif pélagonien, de subsidence continue, ce qui s'est manifesté par le dépôt ininterrompu de grosses épaisseurs de calcaires organogènes. La venue des ophiolithes, qui succéda aux apports clastiques, constitue un événement majeur qui a rompu cette tranquillité. Quelle signification doit-on donner à cet événement?

On a longtemps considéré, après SUESS, les ophiolithes ou «roches vertes» comme contemporaines d'une phase de plissements, plus particulièrement de grands charriages. KOSSMAT (1924, p. 132) se dit également «porté à supposer» (mann wird zur Annahme gedrängt) que les éruptions et les bouleversements (Störung) ophiolithiques de l'Europe de SE doivent se rapporter à la «Jung-kimmerische phase» de STILLE. Cependant, les théories orogéniques modernes rapportent couramment les venues ophiolithiques aux étapes précoces de l'évolution des chaînes géosynclinales, à la subsidence des géosynclinaux (revenant ainsi aux vues exprimées par L. CAYEUX) sans toutefois préciser la nature de cette liaison. Or, la netteté des contacts entre les ophiolithes et les roches sédimentaires sous-jacentes indique que l'épanchement ophiolithique est un phénomène parfaitement situé dans le temps et qui doit donc correspondre à un événement orogénique bien défini.

Les observations que j'ai rapportées plus haut, concernant la base des ophiolithes dans la vallée de l'Haliakmon, au NE du Vourinos, comme aussi dans le Pinde septentrional, mettent en relief la concordance du plan de contact entre les ophiolithes et leur soubassement originel avec la stratification de celui-ci.

Une telle concordance, un contact aussi tranquille, permettent d'écarter immédiatement l'intervention d'une phase de plissements correspondant à des mouvements de compression (qui, d'ailleurs, on le sait par l'histoire des plissements alpins, n'entraînent aucune émission magmatique importante); si la venue des ophiolithes avait été concomitante de plissements, dont l'ampleur eut dû être en rapport avec la puissance de ces sorties magmatiques, des traces de refoulement énergétique seraient demeurées et le contact eut été discordant.

La compression tectonique étant exclue, j'ai été amené (1940 b et 1952 b) à envisager les mouvements de distension comme étant à l'origine des épanchements ophiolithiques. Cette hypothèse, suggérée par les faits, est aussi la plus satisfaisante pour l'esprit. On conçoit aisément qu'une traction distensive ait pu ouvrir, justement dans la zone de cisaillements intermédiaire entre un massif ancien consolidé (le massif pélagonien) et une fosse orogène, les grandes fissures par où le magma sous-jacent (Sima, couches basaltiques, etc.) ait pu monter¹ à la surface de la lithosphère et s'y épancher.

Il est possible qu'il ait existé quelque lien entre la subsidence continue du massif pélagonien et les effusions ophiolithiques. Cependant, on remarque tout de suite que cette subsidence s'était poursuivie depuis fort longtemps — de-

1. On pourrait s'arrêter aux causes possibles de la montée d'un magma dense: affaissement du continent voisin, émulsion formée avec les matières volatiles libérées par la décompression, etc.; mais de toutes façons, à ne considérer que la masse, déjà énorme, des ophiolithes doléritiques et microlithiques, le fait est là: elles sont montées!

puis la fin des émerSIONS post-hercyniennes— sans avoir donné lieu à des émissions magmatiques. Or, peu de temps après la venue des ophiolithes, le massif pélagonien va subir un mouvement inverse, qui aboutira à son émerSION pendant tout le Crétacé inférieur, jusqu'à la transgression cénomaniennE ; ces mouvements n'ont nullement affecté les fosses du Pinde-Olonos et de la zone adriatico-ionienne qui ont peut-être atteint leur maximum de profondeur — en tous cas, de profondeur relative — au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

L'éruption ophiolithique et les fractures de cisaillement qui l'ont précédée apparaissent dès lors comme liées au terme du processus de subsidence du continent, au changement de sens du mouvement vertical de celui-ci et à l'accentuation de la flexure entre le continent et la fosse orogène qui le bordait,¹

Nous verrons, en étudiant le Crétacé, que la phase de diastrophisme qui affecta le massif pélagonien et provoqua son émerSION fut avortée en ce qui concerne les zones dinariques externes. Il n'est pas sans intérêt de noter, dès à présent, que tandis que se poursuivaient, dans les Dinarides, les mouvements de subsidence qui aboutissaient, vers le Kimmeridgien, aux effusions ophiolithiques et étaient suivis par l'émerSION infra-crétacée du massif pélagonien, une histoire toute différente, voire opposée, se déroulait dans le rameau alpidique du système alpin, c'est-à-dire dans la chaîne du Balkan.

J'ai signalé que le massif du Rhodope avait constitué, pendant le Jurassique, une région émergée, la «terre orientale» ou «Ile de l'Est» des géologues yougoslaves. Immédiatement au NE de cette terre émergée (c'est-à-dire dans l'arc balkanique), dans la Suva Planina (SE de Nis) puis dans la Stara Planina ou Balkan proprement dit, le Tithonique est largement transgressif par rapport au Jurassique moyen (K. V. PETKOVIC, 1949). D'une manière générale, le Jurassique présente, dans tout cet arc montagneux, des faciès très variés qui contrastent avec la continuité que nous avons observée dans notre secteur des Dinarides; on y trouve, outre des faciès fréquemment néritiques, des couches de charbon exploitables (charbon du Lias à faciès de Gresten, en Serbie orientale) et enfin de fréquentes lacunes qui mettent divers termes du Jurassique en contact direct et discordant avec des formations antérieures: transgression du Lias (couches à charbon, grès du mont Greben, près des Portes de Fer), du Jurassique moyen (Karpates orientales, Transylvanie, cf. HAUG, p. 1030), enfin du Tithonique (exemple cité plus haut, Banat, Karpates méridionales, cf. HAUG, p. 1106). C'est là l'image d'une chaîne en voie de formation, en proie

1. Nous avons vu au chap. précédent que cette flexure — qui était une véritable flexure continentale, pour employer le terme forgé par J. BOURCART— (1939, 1949) — était, au moins dès le Trias supérieur, particulièrement accentuée au niveau du Pinde septentrional.

A propos du caractère de flexure de certaines limites continentales, voir aussi H. CLOOS, *Geol. Rundsch.* 1937, p. 333, 347 et F. P. SHEPARD, *Submarine Geology* 1948. Remarquons en passant que dans le cas qui nous occupe, nous sommes mieux renseignés que les géologues qui tentent d'interpréter les fosses océaniques actuelles: nous savons, par son comportement ultérieur excessivement souple au cours des plissements, que la fosse du Pinde-Olonos différait fondamentalement du massif pélagonien, lequel a conservé tout au long de son histoire (post-hercynienne) les caractères d'un continent semi-rigide.

à des compressions, qui rappelle évidemment les cordillères jurassiques des Alpes occidentales.

Les venues ophiolithiques dinariques (apparaissant en marge des Dinarides externes) seraient donc effectivement liées à une phase de plissements (phase de compression), intervenant non dans les Dinarides, mais dans le rameau alpidique du système alpin.

Pour nous en tenir aux secteurs voisins de celui que nous étudions, relevons que, tandis que dans les Dinarides vont se produire l'émersion et les plissements infracrétacés, au NE du Rhodope la transgression qui a débuté au Tithonique va s'accroître et la mer s'approfondir régulièrement jusqu'à l'Haute-rivien et même jusqu'au Barrémien (K. V. PETKOVIC, 1949); à certains endroits de l'arc Karpatho-balkanique se produisent des émissions ophiolithiques néocomiennes.

On peut donc détecter une alternance de phase entre les deux rameaux du système alpin. Cette alternance suggère l'idée que l'élément moteur commun des deux systèmes de plissement se serait trouvé dans des mouvements oscillatoires des massifs anciens axiaux, plus particulièrement du Rhodope ou «Zwischengebirge».¹

Le sens et l'ordre de succession de ces mouvements (sont-ils strictement tangentiels, tangentiels puis verticaux ou verticaux puis tangentiels) pourraient être éclairés par des études concertées du pourtour des massifs centraux. Notons encore, à propos des discussions en cours sur la nature du Rhodope, que celui-ci put agir d'une manière ou d'une autre en tant que «Zwischengebirge» et néanmoins se déformer, se détruire – ou s'accroître – au cours de ce processus.

Variations de puissance des ophiolithes dans le sens longitudinal.

Les ophiolithes sont alignées suivant certains axes: au niveau de notre région, le sillon méso-hellénique, et en arrière du massif pélagonien, le sillon du Vardar. La distribution des ophiolithes le long de ces axes est irrégulière; tantôt elles forment des massifs entiers, tantôt elles ne révèlent leur présence que par quelques jalons et quelques ourlets sans importance orographique. Dans le premier cas se trouvent le Pinde septentrional et, vers le SE, l'Othrys, vers le NW l'Albanie septentrionale.² Dans chacun de ces secteurs, la puissance des massifs ophiolithiques augmente en même temps au NE et au SW du Sillon (fig. 31). Il y a donc, le long d'un axe ophiolithique, des «noeuds» où les ophiolithes atteignent un volume maximal de part et d'autre de l'axe.

Il n'y a aucune raison de supposer *a priori* que les venues ophiolithiques aient présenté un volume constant le long d'un même axe sur des

1. On sait que les rameaux alpidiques et dinariques sont déversés dans des sens opposés.

2. En Yougoslavie, citons, à peu près dans l'axe du Vardar, les monts Marinska, Kopaonik, Zlatibor, etc.

centaines de kilomètres ; l'inverse est, en fait, beaucoup plus vraisemblable. Il serait intéressant de pouvoir relier les noeuds où les éruptions ont été maximales à quelque trait de la constitution antétectonique de la chaîne.

Nous avons vu que la présence des ophiolithes allait de pair avec la disparition ou l'amenuisement des formations zoogènes de la zone du Parnasse-Kiona (ou du haut Karst monténégrin-croate) et que l'on peut rapporter cette disparition à un accroissement de la profondeur sur la bordure immédiate du massif ancien, à une accentuation de la flexure entre celui-ci et la fosse orogène.

Si l'on considère notre région plus en détail, on constate — nous l'avons déjà souligné — que les grosses masses ophiolithiques du Vourinos correspondent au détroit de Kozani, c'est-à-dire à une région présentant actuellement une inflexion axiale où sont conservés, outre les ophiolithes, le Crétacé, l'Eocène et même des formations plus récentes.

Cette répartition des roches éruptives au NE du Sillon méso-hellénique peut être interprétée *a priori* de trois manières :

a) la puissance des ophiolithes était initialement à peu près uniforme, et elles ont été conservées dans le détroit de Kozani grâce à l'inflexion axiale (postérieure) ;

b) elles se seraient épanchées (vers le NE) uniquement au niveau du détroit ;

c) elles auraient atteint au niveau du détroit leur puissance maximale, tandis qu'ailleurs, initialement moins épaisses, elles auraient, en outre, été enlevées par la suite en raison de la surrection relative de ces régions.

Divers arguments tendent à prouver que c'est cette dernière hypothèse, intermédiaire entre les deux premières, qui doit être adoptée.

1. Les ophiolithes du secteur du Vourinos sont non seulement plus épaisses mais, bien que leur soubassement calcaire soit plus affaîssi, elles atteignent des altitudes beaucoup plus considérables qu'ailleurs (Vourinos, 1866 m), ce qui ne cadre pas avec l'hypothèse attribuant leur conservation à la seule inflexion axiale.

2. La différence de puissance est antérieure au Crétacé moyen, car celui-ci est transgressif sur la grande masse des ophiolithes au Vourinos (collines de Krapa) et sur une faible épaisseur d'ophiolithes un peu au NW, à Siatista. Ceci indique que l'inflexion du substratum des ophiolithes existait déjà lors de l'émergence infra-crétacée, d'autant plus qu'en dépit de la grande puissance des ophiolithes du Vourinos, l'érosion antécétacée y fut moindre, puisque le Crétacé y repose avec une faible discordance sur les radiolarites. Il y a donc là une très forte présomption en faveur de la thèse selon laquelle l'inflexion existait déjà au Jurassique supérieur.

3. J'ai découvert de petits affleurements ophiolithiques au NE de Siatista, au sommet des calcaires des monts Askion — lieu dit Dastak Lophos — où ils sont conservés, véritable butte-témoin, dans un léger repli synclinal des calcaires (fig. 29). Or on y trouve, sur un soubassement de serpentines, surtout des dolérites, ce qui, dans notre hypothèse, est l'indice d'une faible épaisseur primitive de l'extrusion magmatique, ne permettant qu'une différenciation peu poussée.

L'ensemble des calcaires des monts Askion a donc dû être recouvert par l'épanchement ophiolithique, mais non par une nappe comparable à celle du Vourinos. On peut donc rappeler ici les légères différences entre les calcaires des monts Askion et ceux du Vourinos (sédimentation, recristallisation), signalées au chapitre précédent.

4. Au SW du sillon méso-hellénique, dans le Pinde septentrional, nous distinguerons, au cours de l'étude structurale, un secteur central, qui se trouve exactement vis-à-vis du Vourinos par rapport au sillon méso-hellénique; c'est dans ce secteur central que les ophiolithes ont leur maximum d'extension, leur maximum de puissance, c'est là que les péridotites et les gabbros

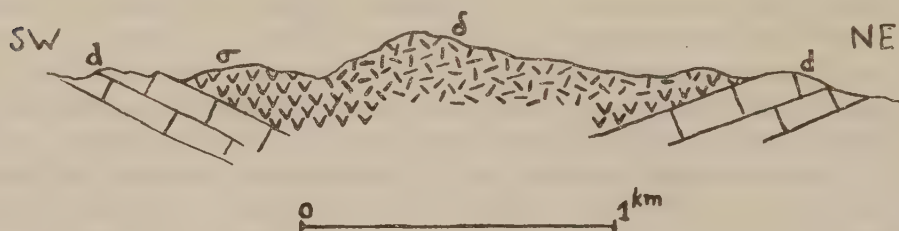


Fig. 29. Profil de Dastak Lophos. Reste de serpentines (σ) de dolérites (δ) sur les calcaires jurassiques (d).

ont le plus grand développement relatif, les dolérites et roches microlithiques étant restreintes aux régions bordières; enfin ce secteur central est, aussi, tectoniquement affaissé par rapport aux secteurs latéraux où affleurent de grandes fenêtres de Flysch. Nous verrons que la structure du secteur central comme celle du Vourinos se ressent de la présence d'une énorme masse de roches éruptives.

En résumé, la relation que nous avons pu entrevoir entre les venues ophiolithiques et l'approfondissement de la marge continentale du massif pélagonien paraît avoir été encore plus étroite qu'on ne pouvait le supposer; les premières ont atteint leur maximum de puissance au niveau du détroit de Kozani, là où l'approfondissement était le plus accentué, au croisement des fosses longitudinales et d'une inflexion transversale qui, prenant naissance sur le massif pélagonien, atteignait la fosse orogène du Pinde-Olonos. L'épanchement ophiolithique semble avoir en outre emprunté ce chenal transversal et s'être étalé d'une part, grâce à sa puissance, vers le massif pélagonien - surtout dans l'axe du détroit de Kozani -, d'autre part, et en plus grandes masses, vers la fosse orogène du Pinde-Olonos - surtout dans l'axe du secteur central -, s'accumulant ensuite dans le fond de la fosse longitudinale (fig. 28, 30). L'étude structurale nous montrera que l'on est obligé de tenir compte de ces variations de puissance de la grande lame de roches éruptives qui a pris part à l'orogénèse tertiaire.

Ophiolites et zones isopiques - tectoniques.

Nous avons vu que, bien qu'on puisse leur attribuer une origine commune, les ophiolites se trouvent, au NE et au SW du sillon méso-hellénique, dans des conditions de gisement différentes: au NE, elles reposent normalement sur la série calcaire de la zone interne et n'ont subi, comme celle-ci, que des mouvements modérés; au SW, elles reposent sur les sédiments fins et lités

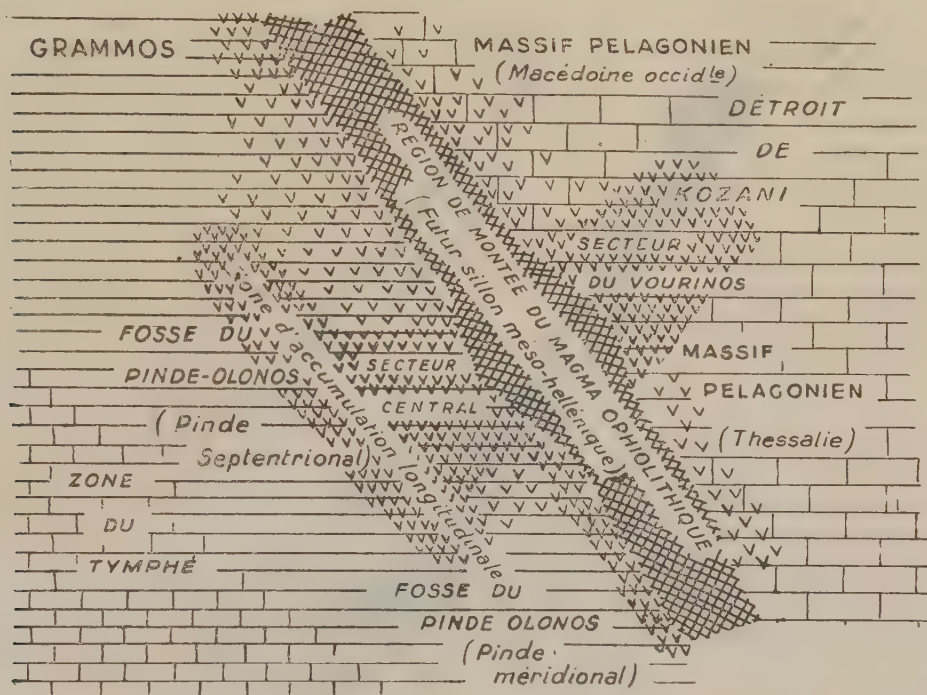


Fig. 30. Extension minimale et épaisseur (exprimée par la densité des «v») de l'épanchement ophiolithique à la hauteur du Pinde septentrional, d'après la disposition actuelle des roches éruptives.

«v»: ophiolites épanchées; hachures croisées: ophiolites enracinées; maçonnerie: hauts fonds; traits horizontaux: fosses, inflexion transversale du détroit de Kozani.

appartenant déjà à la fosse orogène et elles ont été engagées dans la tectonique en nappes, caractéristique de celle-ci.

Dans la mesure où le terme «zone» s'applique non pas à certains affleurements (fussent-ils aussi remarquables que le Cristallin ou les ophiolites) mais à une région réunissant un ensemble de caractères stratigraphiques et tectoniques qui expriment un comportement spécifique dans l'orogénèse, il faut renoncer à définir une zone par la présence des ophiolites. En particulier, la «zone de la Grèce orientale» de C. RENZ n'existe pas.

Nous avons vu que cette zone, dans laquelle RENZ groupait tous les affleurements ophiolithiques de la Péninsule et des îles, n'offrait, en dehors de

la présence du cortège ophiolithique, aucune cohérence stratigraphique ou géographique. Son soubassement était variable – tantôt calcaires massifs à Mégalodontes, tantôt calcaires rouges à Ammonites et à Halobies (Othrys occidental, Argolide); nous verrons au chapitre suivant que la couverture crétacée n'en est pas plus homogène. Sa répartition géographique, enfin, ne pouvait s'expliquer qu'en faisant intervenir des charriages de très grande ampleur (RENZ, 1940, p. 134, 141, 146).



Fig. 31. Les alignements ophiolithiques dans les Dinarides méridionales.

En noir: ophiolithes (compte non tenu des dépôts post-éocènes)
Figuré «calcaires» (maçonnerie): extension des zones du Parnasse-Kiona et du haut Karst monténégrin, à Trias et Jurassique essentiellement calcaire (Diplopores, coraux, etc.).

Comparer la fig. 18.

Dès que l'on a reconnu que les ophiolithes sont montées au voisinage de la limite de deux zones et se sont épanchées de part et d'autre en fonction de la topographie prétectonique du fond de la mer, les contradictions qui semblaient grever tant leurs relations stratigraphiques que leur comportement tectonique, s'effacent. Bien qu'elles aient une origine commune, les ophiolithes sont insérées dans des séries stratigraphiques — dans des zones — différentes.

S'il n'y a point de zones ophiolithiques, il y a bien des axes ophiolithiques le long desquels sont alignés les lieux d'émission des ophiolithes. Ces axes, souvent recouverts par quelque couverture postérieure (sédimentaire ou tectonique, nous y reviendrons dans l'étude structurale), sont jalonnés, d'un côté ou de l'autre, par des affleurements ophiolithiques. Celui qui nous intéresse se trouve constamment au SW de la zone des massifs cristallins internes, entre celle-ci et les zones externes (fig. 31). A partir de notre région, où il est représenté par le sillon méso-hellénique, il se poursuit vers le SE jusqu'à l'Othrys inclus; au SE de celui-ci (au-delà de la plaine de Lamia), malgré un changement brusque de la structure superficielle de la chaîne, les affleurements ophiolithiques se poursuivent, dès lors discontinus, et forment une traînée à l'E du Parnasse, à travers la Phocide, la Béotie, contournant l'Attique par la région de Corinthe, les rives du golfe d'Egine, l'Argolide.

Vers le NW, l'axe ophiolithique se poursuit de manière évidente en Albanie, au SW du massif pélagonien, qu'il semblerait vouloir contourner par le N, les affleurements ophiolithiques s'étalant vers le NE à l'entrée du détroit de Prizren. KOSSMAT le prolongeait ainsi vers le NE pour rejoindre l'axe du Vardar (fig. 8). En réalité, s'il y a bien une saillie ophiolithique vers le NE (sans doute en rapport avec le plongement définitif en profondeur des massifs cristallins), cette saillie ne dépasse à peine la frontière albano-yougoslave et ne rejoint pas l'axe ophiolithique du Vardar, lequel forme donc un axe interne parfaitement distinct de l'axe externe que nous avons suivi jusqu'à présent; celui-ci par contre paraît se prolonger vers le NW car il existe des affleurements ophiolithiques engagés dans des chevauchements à l'W du lac de Scutari et le long de la côte de Dalmatie méridionale (KÖBER, 1952).

Le long de l'axe ophiolithique externe, les exemples que l'on peut glaner dans la littérature concordent avec le schéma que nous a suggéré l'opposition entre le Vourinos et la Pinde septentrional.

Dans l'Othrys occidentale le soubassement des ophiolithes (lesquelles sont en outre charriées sur le Flysch) comporte du Trias à Ammonites et à Halobies (C. RENZ et M. MITZOPOULOS, 1931); dans l'Othrys orientale elles surmontent une puissante masse de calcaires cristallins appelée (avec des doutes justifiés) «Untererkreidekalk» par PHILIPPSON (1895, p. 209). La coupe qu'il en donne (1895, pl. IX, fig. 4) est remarquable par la concordance entre les ophiolithes et leur soubassement, opposée à la discordance des véritables calcaires crétacés (Obererkreidekalk) sur les ophiolithes et les calcaires inférieurs; cette

disposition, conforme à celle du Vourinos et de ses alentours, n'est pas explicitement décrite dans le texte.¹

En Albanie, nous voyons encore les ophiolithes contourner le massif pélagonien, reposant normalement sur les calcaires de sa bordure occidentale, tandis qu'à l'W, où elles se trouvent en nappes (nappe albanaise de J. BOURCART, nappe de la Mirdita de NOPCSA), elles sont parfois associées à des formations pélagiques (calcaires fins à Ammonites de Kshira).

Comme leurs conditions de gisement, l'âge des ophiolithes dépendant d'un même axe doit être sensiblement constant. Tout au plus peut-on envisager certains décalages, les forces orogéniques —quelles qu'elles fussent— ayant pu s'exercer obliquement par rapport aux unités de la lithosphère sur lesquelles elles s'appliquaient, et leurs effets se propager comme une houle atteignant obliquement la côte. Mais la montée des ophiolithes paraît être un événement trop important et correspondre à un stade trop bien délimité de l'histoire orogénique pour qu'elle puisse s'être produite à plusieurs reprises aux mêmes endroits au cours d'un même cycle orogénique, conclusion à laquelle on aboutit (ainsi que l'ont fait W. HAMMER et E. NOWACK) si l'on accepte avec un total éclectisme toutes les appréciations qui ont été avancées au sujet de l'âge des ophiolithes.

Par contre, les ophiolithes dépendant d'axes distincts peuvent-ou doivent-normalement être d'âges différents et celles du Vardar ou, plus généralement, des Dinarides internes peuvent fort bien être triasiques ou paléozoïques.

De ce point de vue, il est possible que l'axe que nous avons appelé «externe» soit, si l'on considère l'ensemble de l'orogène dinarique, un axe moyen : l'axe externe serait alors celui qui a fourni les ophiolithes maestrichtiennes décrites par L. DUBERTRET en Syrie (1953), et peut-être celles de Chypre, de Rhodes et de la Crète.²

Conclusions.

La majeure partie de l'histoire du Jurassique représente la continuation de celle du Trias supérieur. La concordance parfaite et l'homogénéité des faciès ne laisse aucun doute à cet égard.

L'opposition entre le massif pélagonien et la fosse orogène (sédimentation calcaire, d'origine organogène d'un côté, dépôts finement lités, parfois siliceux, de l'autre) s'est maintenue ou accentuée.

1. Il arrive souvent que les remarquables observations de PHILIPPSON portent plus loin que les conclusions qu'il en tire. De même, lorsqu'en parlant des serpentines et des «Schiefer—Hornstein» (ou radiolarites), il énonce (id. ibid. p. 211) que «l'éruption des roches plutonniennes a tantôt précédé, tantôt suivi le dépôt des sédiments qui les accompagnent; en général ils sont contemporains» il évoque, bien qu'involontairement, une émission des roches éruptives (plutonniennes) sur le fond de la mer, car autrement cette observation, parfaitement correcte, n'aurait aucun sens.

2. Selon les descriptions de DEPRAT (1904), les ophiolithes qui sont disséminées en petits massifs dans l'Eubée moyenne, dans des conditions de gisement qui paraissent assez différentes de celles qui règnent dans notre région, auraient atteint d'abord l'In-

Entre ces deux zones, le glacié de dépôts calcaires intermédiaires, dont nous avons trouvé la trace au Trias supérieur dans la klippe de calcaires gris à Halobies, est sans doute représenté parmi les nombreux blocs calcaires qui se trouvent pareillement emballés dans les ophiolithes, mais qui n'ont pas, jusqu'à présent, livré de fossiles (à l'exception des calcaires néritiques à radiolites d'oursins surmontant les calcaires à Brachiopodes dans la klippe de Néra Koutsoufliani, citée au chapitre précédent).

Nous avons vu que c'est dans cette zone intermédiaire que se sont produites les montées ophiolithiques; il n'est donc pas surprenant qu'il ne reste que des débris déplacés de ses dépôts.

Nous avons pu préciser, au cours de ce chapitre, la relation entre les montées ophiolithiques et l'existence d'une fosse océanique en bordure d'un continent; l'importance des venues magmatiques paraît être, d'une manière précise, fonction de la profondeur de la fosse et surtout de la soudaineté du passage entre celle-ci et le continent, de l'accentuation de la flexure bordant celui-ci.

Nous nous sommes permis une incursion hors de notre domaine, dans le rameau alpidique de la péninsule des Balkans. Nous avons cru pouvoir déceler une opposition de phase entre les deux rameaux du système alpin. Nous pouvons maintenant y ajouter un autre contraste: l'importance que prennent les ophiolithes dans les Dinarides, plus considérable, on le sait, que celle qu'elles ont dans les Alpides, va de pair avec le développement de séries marines continues, peu épaisses, de caractère strictement pélagique, qui n'ont pas leur équivalent dans les Alpides.

Par opposition au rameau alpidique, issu de sillons internes, où les influences continentales ne sont jamais totalement absentes des séries mésozoïques et en outre se prolongent probablement dans leur substratum, seul le rameau dinarique apparaît comme issu de la véritable bordure entre le domaine continental ou intra-continental et le «grand large» sinon océanique, du moins mésogéen.

fracturé, puis le Flysch éocène, au cours de reprises provoquées par des «ruptures de la carapace péridotitique et calcaire» (id. *ibid.* p. 200).

On ne peut exclure que dans les inflexions transversales qui ont donné lieu aux détroits qui séparent les massifs cristallins internes, (cf. Chap. I et fig. 6), des fractures distensives se soient effectivement produites alors que des efforts de compression s'exerçaient sur l'arc dinarique (Infracrétacé et fin de l'Eocène).

CHAPITRE IV

LE CRÉTACE

Les terrains crétacés affleurent dans des conditions de gisement et avec des faciès variés :

- a : au NE du sillon méso-hellénique ;
- b : en témoins isolés dans le Sillon lui-même (dans sa moitié orientale) ;
- c : enfin au SW du Sillon, où certaines distinctions de faciès s'imposeront également.

Historique et généralités.

Dans la région que nous étudions, la présence du Crétacé avait été, jusqu'à présent, soit ignorée, soit indiquée à tort (calcaires triasiques des Monts Askion). Seuls les niveaux crétacés des derniers chaînons du Pinde méridional (Péristéri, Tringuia, Kerkétion) avaient été découverts par PHILIPPSON (1896) puis datés d'une manière plus exacte par RENZ (1930).

L'histoire de la découverte du Crétacé en Grèce, comme dans toute la partie S des Dinarides, se ramène, en fait, à une suite ininterrompue d'ablations. En effet, depuis les premières découvertes de Rudistes par l'Expédition scientifique de Morée (1833) et par AMI BOUË et VIQUESNEL (1840-1842), on a, pendant longtemps, attribué au Crétacé l'ensemble des grandes masses calcaires qui forment la majeure partie du sous-sol de ces régions, puis, par voie de conséquence, les terrains qui s'y trouvaient interstratifiés, soit normalement, soit par suite de charriages : schistes, jaspes et ophiolithes, Flysch et même, comme je l'ai déjà indiqué, terrains métamorphiques de l'Attique (NEUMAYR et BITTNER, 1880, LEPSIUS, 1893, etc.)

Les découvertes ultérieures, en retirant de cet ensemble artificiel les terrains anté-crétacés (voir chapitres précédents) et post-crétacés (calcaires nummulitiques, PHILIPPSON, 1887) ont révélé la véritable extension, d'ailleurs considérable, des formations qui appartiennent réellement au système crétacé ; en même temps progressaient nos connaissances sur leurs subdivisions et leurs faciès.

Alors que le Crétacé supérieur à Rudistes¹ était connu depuis longtemps, l'infracrétacé ne fut découvert qu'en 1903 par L. CAYEUX (1903, 1904). Il fut suivi de près par DEPRAT (1904) qui signala la présence de calcaires à

1. Bien que les Rudistes soient très souvent mentionnés lorsqu'il est question de la géologie de la Grèce, le nombre des fossiles de ce groupe qui ont été effectivement déterminés est assez mince ; selon O. KÜHN (1945) il ne dépasserait pas 27 jusqu'à présent, dont quelques-uns par des noms de genre seulement. Cela tient à ce que ces fossiles sont toujours soit en débris, soit inclus dans des calcaires durs, plus ou moins recristallisés, d'où il est pratiquement impossible de les dégager. O. KÜHN révèle même un fait surprenant à savoir que ni PHILIPPSON, ni RENZ n'ont pu lui fournir de spécimens déterminables !

Requienia et *Toucasia carinata* en Eubée. Par la suite, les progrès de nos connaissances sur la stratigraphie et les faciès du Crétacé dans la partie occidentale et méridionale de la péninsule hellénique furent surtout dus aux travaux de C. RENZ. Conformément à la méthode adoptée dans les chapitres précédents, je vais exposer succinctement l'état de nos connaissances sur ce système dans les régions attenantes à celle qui fait l'objet de ce travail.

Une zone supplémentaire doit être introduite ici : c'est la zone de Paxos, la plus externe de toutes, distinguée par C. RENZ (Cf. aussi A. MARTELLI 1900, 1901), et qui s'étend sur les îles ioniennes de Paxos, Antipaxos, une partie de Céphalonie et de Zante. On n'y connaît, jusqu'à présent, aucun terrain antérieur au Crétacé.

L'intérêt de cette zone, qui a déjà été mentionnée à propos du Carbonifère, à titre de comparaison, est de présenter des faciès exclusivement calcaires jusqu'à l'Aquitaniens inclus et d'être, par conséquent, demeurée totalement hors des atteintes des arrivages massifs de matériaux clastiques qui ont, dans les zones plus internes, donné naissance au Flysch.

Le Crétacé inférieur est représenté dans la zone de Paxos (Zante) par des calcaires à Foraminifères (RENZ 1945); à partir du Turonien apparaissent les calcaires à Hippurites, celles-ci étant fréquemment entières et non en débris comme dans la plupart des autres gisements de la Grèce (RENZ 1940, p. 22).

Dans la zone adriatico-ionienne, nous savons que le Crétacé inférieur représente la continuation du faciès des calcaires de Viglès du Jurassique supérieur, calcaires lités, schistes et jaspes, semblables, selon C. RENZ, aux faciès de la zone du Pinde-Olonos, mais ayant livré d'assez nombreux Foraminifères dont des formes extrême-orientales (*Stomiosphaera moluccana* WANNER et *Cadosina fusca* WANNER de Timor etc.) et des formes de l'Urgonien de France (*Coscinoconus alpinus* LEUPOLD), enfin de rares Belemnites (*Mesohibolites varians* SCHWETZOFF) indiquant la présence de l'Aptien (RENZ 1945).

Un niveau de calcaires à Orbitolines cénomaniennes (*O. conoïdea* GRAS.) à très grande extension — on le retrouve dans la zone du Pinde-Olonos — sépare la série de Viglès des calcaires en gros bancs, à fragments d'Hippurites, (Turonien-Sénonien); la série se termine par des calcaires à Orbitoïdes maestrichtiens, également très répandus.

La zone adriatico-ionienne s'ennoe vers le NW, le long de la zone côtière d'Albanie; ses termes supérieurs (Crétacé supérieur, Tertiaire) se poursuivent le long d'une étroite bande littorale jusqu'à Budua (BOURCART 1926); le Crétacé supérieur à Rudistes s'y termine par les couches de Cosina, à Gastropodes saumâtres.

Dans la zone (sous-zone, selon RENZ) de Tripolitza, les faciès demeurent exclusivement calcaires : calcaires à Ellipsactinies, hérités du Jurassique, calcaires à Orbitolines cénomaniennes calcaires, gris, souvent sombres, à Hippurites et Foraminifères.

On suit cette zone le long de l'arc externe; Rhodes, Crète, Péloponèse, en avant du Pinde en Etolie; nous retrouverons des faciès analogues à l'W du Pinde septentrional, dans la série de Tymphé.

Dans la zone du Pinde-Olonos, la base du Crétacé voit se continuer, comme dans la zone adriatico-ionienne, la série finement litée des jaspes, schistes et rares bancs calcaires du Jurassique supérieur; on y retrouve des Calpionelles et de petits Foraminifères dont *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD déjà cité (RENZ 1945).

A la partie supérieure de cette série apparaît un niveau repère à Orbitolines, considérées par RENZ comme cénomaniennes. (*O. conoidea* GRAS, *O. paronai* PREVER, *O. bulgarica* TOULA) accompagnées de Rosalines (*Globotruncana appenninica* O. RENZ), qui montre une remarquable constance tout le long de la zone du Pinde-Olonos.

Ce niveau repère est surmonté par des calcaires fins gris ou roses, en lits minces contenant de petits Foraminifères (Globigérines, Rosalines etc.). Le sommet de la série calcaire est représenté par des calcaires en bancs plus massifs, à Orbitoïdes maestrichtiens, sur l'importance duquel RENZ a aussi maintes fois insisté (cf. 1940, 1945) il cite, parmi d'autres: *O. medius* d'ARCH., *O. apiculatus* SCHLUMB., *Lepidorb. socialis* LEYM., *L. paronai* SILV., *Omphalocyclus macroporus* LAM., *Siderolites calcitrapcides* LAM., *S. vidali* H. DOUV., *Globotruncana stuarti* DE LAPP.

Les calcaires maestrichtiens sont immédiatement et en concordance surmontés par le Flysch dans lesquels certains bancs calcaires contiennent encore des Orbitoïdes maestrichtiennes et *G. stuarti* (RENZ 1945).

Ce fut le mérite de RENZ d'avoir montré que le Flysch apparaît dès la fin du Crétacé dans la zone du Pinde-Olonos (et dans les zones plus internes) alors qu'il ne débute qu'au milieu du Lutétien et même encore plus tard dans les zones plus externes, pour être finalement tout à fait absent de la zone de Paxos. Des observations locales (RENZ 1930, 1945) que l'on ne peut citer ici, montrent qu'au sein d'une même zone il peut apparaître d'autant plus tardivement que l'on se dirige vers l'extérieur de l'arc dinarique.

On sait que la zone du Pinde-Olonos se retrouve probablement, vers le NW, dans le massif de l'Ostrovica en Albanie méridionale, puis, vers le lac de Scutari et la Dalmatie, dans la zone du Tsoukali de NOPCSA et les écaillés de Budva-Spizza. L'identité stratigraphique entre ces régions et la zone du Pinde-Olonos, que nous avons constatée pour les systèmes inférieurs, ne paraît pas aussi absolue à partir du Crétacé: les calcaires à Rudistes y sont signalés comme étant transgressifs et le Flysch - éocène - comme discordant (NOPCSA 1911, BOURCART 1926).

La zone du Parnasse-Kiona, se distingue au Crétacé, comme précédemment, par la prédominance des faciès calcaires: calcaires à coraux, Nérinées, etc. qui font suite au Tithonique, calcaires «urgoniens» avec *Harpagodes* aff. *pelagi* BRONGN. localement des Ammonites,¹ calcaires à Orbitolines du Barémien et du Cénomanien. Les Orbitolines ne sont guère différentes de celles des zones précédentes, avec *O. conoidea*, *paronai*, *bulgarica* (RENZ 1940).

Le Crétacé inférieur de la zone du Parnasse-Kiona comprend en outre

1. Toujours en Argolide. Cf. L. CAYEUX 1903-1904.

des niveaux de bauxite indiquant l'existence d'émersions locales et temporaires qui furent sans aucun doute en relation avec les plissements qui ont affecté la zone des massifs cristallins dinariques internes.

Le Crétacé supérieur consiste, comme ailleurs, en calcaires à Rudistes comprenant le Maestrichtien. Le faciès Flysch apparaît, ici encore, au Danien.

Inconnus jusqu'à présent dans le Pinde septentrional et en Albanie méridionale et moyenne, des terrains analogues à ceux de cette série se retrouvent dans les Alpes albanaises (Prokletije), le Monténégro, le karst d'Herzegovine, etc. : calcaires du Crétacé inférieur à Nérinées, *Requienia*, etc. niveaux de bauxite, calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur ; entre celui-ci et le Nummulitique, la présence sporadique de niveaux de bauxite ou de couches d'eau douce ou saumâtre (couches de Cosina) évoque un régime d'émersions locales.

Nous arrivons ainsi à la zone de la Grèce orientale, dont nous avons fait la critique au chapitre précédent.

Outre la présence du cortège ophiolithique et des radiolarites, cette zone serait, selon RENZ (1940, p. 107 - 1945, p. 297), caractérisée par la transgression crétacée, que RENZ, suivant en cela KOSSMAT, qualifie fréquemment de «transgression de Gosau». On sait que ce terme désigne classiquement la transgression du Crétacé supérieur dans les régions alpines. Cette généralisation appelle les remarques suivantes.

1. Les formations crétacées qui recouvrent le cortège ophiolithique sont loin de se rapporter uniformément au Crétacé supérieur. Si la transgression du Crétacé supérieur est très nette dans les régions ophiolithiques orientales (Othrys central et région voisine des Kassidiaris, RENZ, 1927), dans les régions ophiolithiques plus occidentales, c'est-à-dire, dans le cadre du schéma tracé au chapitre précédent, à l'extérieur de l'axe ophiolithique, les ophiolithes sont surmontées, comme RENZ l'a lui-même relevé, par les termes inférieurs du Crétacé : Infracrétacé à l'Acrocorinthe (NEGRIS 1915) et à Salamine (VORÉADIS 1936) ; Cénomaniens à coraux à Drémisa, entre les monts Kiona et Oeta (RENTZ 1930, 1931, HACKEMESSER 1937) ; sur les ophiolithes de la Mirdita (Albanie), calcaires marneux à *Phylloceras infundibulum* et *Crioceras duvali* associés à un conglomérat gabbroïque (VETTERS 1907 et NOPCSA 1911) ; en bordure du sillon méso-hellénique, à Moschopole, les ophiolithes sont recouvertes par des calcaires durs à empreintes végétales, «probablement éocrétacés» surmontés eux-mêmes par une série cémano-turonienne (J. BOURCART 1922).

Il n'y a donc pas une transgression crétacée caractéristique du domaine ophiolithique ; les variations d'âge-et de faciès-de la couverture sédimentaire des ophiolithes vont, comme celles de leur soubassement, à l'encontre de la conception de RENZ selon laquelle les affleurements ophiolithiques seraient issus d'une zone isopique définie, dont la mise en place et la fragmentation actuelles seraient d'origine tectonique. Par contre, elle concorde avec le schéma proposé au chapitre précédent, selon lequel les ophiolithes, issues d'une zone intermédiaire, se seraient épanchées à la fois vers les zones externes et vers les zones internes. Insérées dans les zones externes, elles supportent le Crétacé inférieur, soit normalement, soit après quelque érosion locale qui peut être en rapport avec

les inégalités du relief des ophiolithes ou bien correspondre aux niveaux de bauxite de la zone du Parnasse-Kiona.

2. Par contre, dans les zones internes, depuis les Cyclades (TRIKKALINOS 1943), jusqu'aux Alpes orientales, en passant par la Macédoine occidentale (KOSSMAT 1924), le Crétacé est transgressif et discordant non seulement sur les ophiolithes, mais sur tous les termes des formations anté - crétacées : Cristallin, Trias, Jurassique, ophiolithes. Ces dépôts transgressifs, fréquemment fossilifères, ont fait l'objet d'innombrables études stratigraphiques et paléontologiques que l'on ne saurait toutes citer ; s'ils sont assez variés dans le détail, selon les localités, leur ordonnance demeure constante dans ses traits essentiels : transgression oscillant autour du Cénomanién (Albien-Sénonien inférieur), débutant souvent par des conglomérats suivis de grès calcaires, de marnes, puis de calcaires à Rudistes.

La transgression crétacée succédant à une phase de plissements n'est donc nullement liée aux ophiolithes ; elle définit par contre les zones dinariques internes¹, face aux séries compréhensives des zones externes. Par-delà la variété des affleurements, par-delà même les variations de faciès qui, dans des mers épicontinentales, peuvent résulter de changements locaux des conditions de sédimentation, l'intervention de cette phase de plissements infracrétacée est une différenciation majeure qui traduit le comportement spécifique d'une partie de la future chaîne au cours de l'orogénèse.

3. L'assimilation, introduite par KOSSMAT et pratiquée depuis lors assez fréquemment, des formations transgressives crétacées des Dinarides aux couches de Gosau prête à confusion.

On se souvient en effet que dans l'arc balkanique, au NE du Rhodope, la transgression qui avait débuté au Tithonique s'est accentuée au Crétacé inférieur jusqu'à l'Hauterivién. Dans ce rameau du système alpin, les phases de plissements et les lacunes qui leur correspondent se situent généralement entre l'Aptien et le Sénonien, voire le Maestrichtien (Serbie orientale, Transylvanie). Les formations transgressives sénoniennes qui se sont déposées par la suite comprennent fréquemment des calcaires à Rudistes mais aussi des intercalations de faciès dénotant des eaux saumâtres ou même des eaux douces, parfois de charbon (charbons exploités de Serbie orientale, cf. M. PASIC 1951) : ce sont là les véritables couches de Gosau, telles qu'elles ont été décrites dans les Alpes calcaires septentrionales, à Gosau même, où elles comportent des couches d'eau douce vers le Campanien.

Le faciès type de Gosau est donc caractéristique du rameau alpidique du système alpin et c'est par une extension illégitime du terme que l'on a pris l'habitude de l'appliquer aux couches exclusivement marines, généralement transgressives à partir du Cénomanién, des dinariques internes.

1. Zone des massifs cristallins internes, du Vardar et autres subdivisions dans les Dinarides internes yougoslaves.

LE CRETACE AU NE DU SILLON MESO - HELLENIQUE.

Généralités et cadre géographique.

Nous n'allons considérer dans cette section que les dépôts crétacés qui se trouvent au NE de la chaîne liminaire des monts Askion et du Vourinos, qui

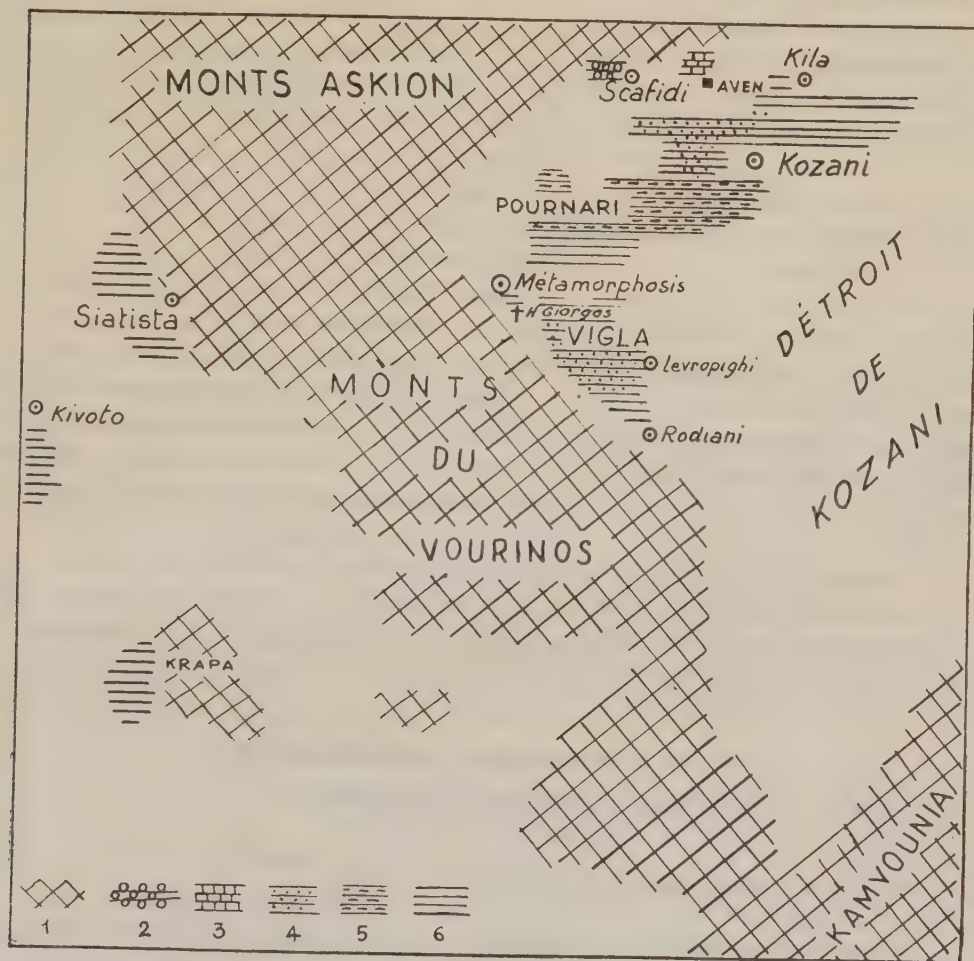


Fig. 32. Schéma de la disposition du Crétacé et des faciès du Cénomanién-Turonien dans le détroit de Kozani et la portion NE du sillon méso-hellénique.

- Légende :**
- 1 : formations anté-crétacées (Cristallophyllien des Kamvounia, calcaires triasiques-jurassiques, ophiolithes).
 - 2 : conglomérat ophiolithique à Nérinées, Aspidiscus etc. de Scafidi.
 - 3 : calcaires roses à Rudistes de l'aven de Scafidi.
 - 4 : Cénomanién gréso-calcaire, semi-littoral, à Caprines.
 - 5 : Cénomanién à faciès vaseux, calcaires fins, fétides, à Orbitolines.
 - 6 : affleurements crétacés de la bordure NE du sillon méso-hellénique.
- en blanc : terrains post-crétacés.

apparaissent donc franchement à l'intérieur des limites du massif pélagonien (fig. 32) ; ceux qui affleurent au SW de cette chaîne, et qui ont déjà été mentionnés (collines de Krapa, SW de Siatista, etc.) seront groupés dans la section suivante avec les autres témoins crétacés qui surgissent dans la moitié orientale du sillon méso-hellénique.

Dans les limites ainsi précisées, l'aire l'extension du Crétacé est restreinte aux environs de la ville de Kozani, plus exactement au détroit de Kozani qui avait été défini, on s'en souvient, par la présence des terrains de ce système. Entre les calcaires antécétacés, dépendant des monts Askion, au NW, et les terrains anciens des Kamvounia, au SE, les formations crétacées (grès, conglomérats et calcaires) forment des hauteurs généralement modestes, qui sont malheureusement séparées par de larges bassins pliocènes et quaternaires.

Au NE des bassins de Ptolemaïs et de Kozani-Servia, la chaîne du Vermion est certainement constituée en grande partie par des terrains crétacés, mais je n'ai pas eu, jusqu'à présent, l'occasion de la parcourir.

En présence de la configuration qui vient d'être décrite, on ne peut s'abstenir de se demander (problème qui revient chaque fois qu'il est question du détroit de Kozani) si l'extension réduite du Crétacé est originelle ou seulement la conséquence d'effondrements récents. La disposition des faciès en particulier dans les couches de base et les relations de celles-ci avec leur substratum m'inclineraient à adopter la première alternative, non sans la nuancer considérablement, puisqu'il est évident que d'importants changements et de puissantes surrections localisées, suivies d'érosion, sont intervenus depuis la fin de l'époque crétacée.

Les faciès et l'épaisseur des terrains crétacés du détroit de Kozani varient considérablement d'un point à l'autre ; le fait qu'ils sont en grande partie enfouis sous des formations récentes et la médiocrité de leurs affleurements va nous obliger à procéder au moyen d'une suite de descriptions locales.

10 Le Céno manien et le Turonien dans le détroit de Kozani.

La base de la transgression crétacée à Scafidi.

Le village de Scafidi se trouve à 5 km au NW de Kozani, à la lisière NW d'un bassin fermé. Il s'appuie au N sur des terrains antécétacés (ophiolithes, schistes et calcaires) et à l'W sur une colline arrondie formée de terrains crétacés fossilifères. Les couches crétacées plongent faiblement vers l'W (Fig. 33) tandis que les terrains antécétacés sur lesquels elles reposent sont fortement redressés vers le N. La discordance est flagrante et prouve l'existence d'une vigoureuse phase de diastrophisme antécénomanienne.

J'ai relevé la coupe suivante, de haut en bas :

- h - Calcaires à Rudistes (Caprines)
- g - Grès à grosses Caprines roulées
- f - Calcaires sombres à traces de Gastropodes

- e - Grès et conglomérats à Nérinées, *Aspidiscus*, etc.
- d - Calcaires à Orbitolines
- c - Conglomérat de base à éléments ophiolithiques.

Discordance.

- b - Ophiolithes (serpentes)
- a - Calcaires cristallins.

Les Orbitolines du niveau calcaire «d» inclus dans les conglomérats ont plus de 5 mm de diamètre et sont presque jointives (Pl. XIII, fig. 3); elles ont été déterminées par M. MARIE comme se rapportant à :

- Orbitolina plana* D'ARCH.
- » *conica* D'ARCH.
- » *concava* LAM. (*bulgarica* DESH., TOULA)
- » cf. *mamillata*
- Valvulammina* cf. *picardi* HENSON
- Quinqueloculina*, etc.

L'âge cénomanien de ce niveau voisin de la base de la transgression peut donc être considéré comme établi.

Cependant, les grès qui surmontent le niveau à Orbitolines ont également fourni une faune abondante et intéressante. Parmi les fossiles rapportés, les formes suivantes ont pu y être déterminées.¹

- Aspidiscus cristatus* LMK.
- » *felixi* RENZ
- » cf. *helladastraea* HACK.
- Epismilia excavata* HACK.

Ces formes se trouvent dans le Cénomanien de Dremisa et ont été décrites par M. HACKEMESSER (1936).

- Nerinea cedrorum* BLANCK
- » *gemmifera* COQUAND var. *ghazirensis* DELPEY
- » *olisiponensis* SHARPE
- Acteonella obtusa* ZEKELI

Ces Gastropodes ont été trouvées dans le Cénomanien du Liban par L. DUBERTRET et furent décrits par G. DELPEY (Mme TERMIER) (1939).

- Nerinea mariansi* DE ALESS.

Forme du Cénomanien de Lombardie (DE ALESSIO, 1898, p. 178, Pl. XVI, fig. 1).

- Itruvia canaliculata* D'ORB.

Ce fossile a été trouvé par J. BOUCART dans des calcaires à Gjonomath, près de Moschopole, à l'W de Koritsa, sur la bordure occidentale du sillon méso-hellénique; il fut déterminé par H. DOUVILLÉ (Journal de Conchyliolo-

1. Déterminations de Mme G. TERMIER, Mlle D. MONGIN, MM. ALLOITEAU, SORNAY et moi-même.

gie) qui le situa, en se fondant sur la coupe de J. BOURCART (1922, p. 49), vers la limite du Cénomanién et du Turonien.

Neitheia quadricostata Sow., non D'ORB.

» *fleuriausiana* D'ORB.

» *acuticostata* FUTTERER

Le premier de ces gros Lamellibranches est présent dans le Cénomanién d'Arabie du SE (Marbat), mais aussi dans le Turonien de Gosau et même dans le Coniacien (marbres de l'Untersberg). *N. fleuriausiana* est connu dans le Cénomanién supérieur du Mont Saint-Laurent.

Enfin, en fragments, *Ichtyosarcolithes* cf. *triangularis* DESMAREST fossile classique du Cénomanién supérieur, fréquent dans le Midi de la France.

Le niveau suivant est constitué par un calcaire sombre dont la surface

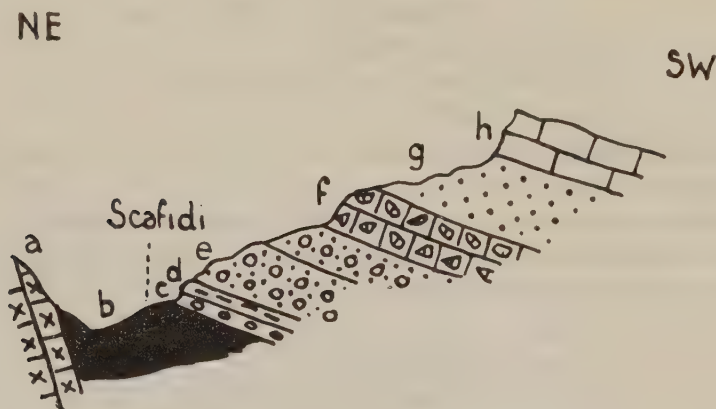


Fig. 33. Coupe du Crétacé transgressif de Scafidi.
(Pour l'explication des lettres, voir texte p. 116)

apparaît criblée de traces de petits Gastropodes ressortant en noir sur le fond sombre de la roche, laquelle dégage une odeur fétide au marteau. Ces fossiles n'ont pu être dégagés et n'ont pu être déterminés en section car, fait caractéristique, les Nérinées y font défaut et sont remplacés par d'autres formes turriculées à sections de spires sans replis.

L'examen au microscope a révélé la présence de :

Textularia

Haplophragmium

Spiroloculina et autres Miliolidés

Cuneolina sp.

Cette dernière forme est surtout abondante au Cénomanién, et serait caractéristique des faciès littoraux.

Ces calcaires témoignent de l'envahissement temporaire d'une sédimentation vaseuse. On les retrouvera dans le centre du bassin de Kozani.

Les grès et les calcaires du sommet de la coupe ont livré des Caprines de grosse taille. La mauvaise conservation des échantillons rapportés n'a pas

permis de détermination spécifique. La présence de Caprines suffit à indiquer que l'on ne dépasse pas le Turonien.

En résumé, la coupe de Scafidi inclut certainement le Cénomaniens et une partie du Turonien. Elle présente un caractère littoral très marqué.

Brèche à Caprines à l'E de Scafidi.

Environ 2 km à l'E de Scafidi, près d'un aven dont le pourtour est protégé par un parapet en ciment, apparaissent des calcaires roses, accessoirement gris, massifs, bréchiques mais bien cimentés, qui forment une colline au N de la plaine quaternaire et s'appuient, encore plus au N, sur les calcaires cristallins antécédents coupés de quelques buttes et de quelques traînées de serpentines.

Le calcaire rose montre d'innombrables sections de Rudistes parmi lesquels ont pu être reconnus.¹

Caprina cf. *schiosensis* BOEHM

Caprina aff. *choffati* DOUV.

Au microscope, ce calcaire se présente comme une brèche de gros éléments calcaires cimentés par une microbrèche rougeâtre témoignant du remaniement d'un relief calcaire émergé; on y voit en outre des Foraminifères :

Dictyoconus sp.

Placospilina sp.

Petites Miliolites.

C. choffati est une forme du Cénomaniens, *C. schiosensis* du Turonien inférieur; ce gisement est donc contemporain du précédent.

La présence de deux faciès aussi différents, à une si faible distance l'un de l'autre paraît surprenante. Cependant, nous retrouverons des brèches calcaires rouges dans le centre du bassin, mais sans fossiles. En somme, tant les calcaires roses à Caprines que les conglomérats serpentiniteux de Scafidi, témoignent en faveur de la proximité immédiate d'un littoral sur ce bord septentrional du détroit de Kozani. Les seconds sont les plus exceptionnels: ils tirent sans doute leur origine de la présence, sur ce littoral, des ophiolithes; lesquelles devaient avoir une extension plus grande que celle qu'elles ont aujourd'hui.

Des formations grésocalcaires rappelant celles de Scafidi se retrouvent sur le bord S du bassin fermé, mais je n'y ai rencontré ni les conglomérats ni les macrofossiles. Au pied du mont Ari (Ari Oros) un calcaire glauconieux a révélé une microfaune comprenant parmi des débris usés et attaqués par des algues perforantes :

Ophtalmidium sp.

Arenobulimina sp.

Choffatella sp.

Des échantillons plus gréseux n'ont fourni aucune faune; leur composition minéralogique (quartz, feldspaths muscovite) trahit le voisinage du Pa-

1. Déterminations de M. SORNAY.

léozoïque qui, effectivement, apparaît en très petits affleurements, à la faveur de failles, aux alentours de Kozani.

Le Cénomaniens vers le centre du détroit de Kozani.

Des croupes très surbaissées formées de calcaires généralement sombres affleurent au SW de Kozani hors des formations lacustres pliocènes et quaternaires. Une ligne de chemin de fer inachevée permet d'y relever quelques coupes assez médiocres parce que discontinues et peu profondes entre les villages de Micro Vateron et Argyllos (fig. 34). Les failles sont nombreuses, les pen-

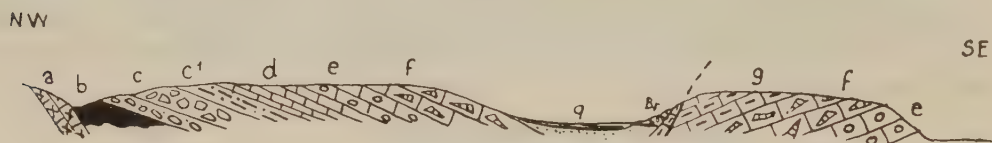


Fig. 34. Croupes cénomaniennes vers le centre du détroit de Kozani.

dages moyens et variés. La série, un peu simplifiée, se réduit aux formations suivantes, de haut en bas :

- g : calcaires beiges, fins, sans fossiles ;
- f : calcaires sombres, fétides, à traces noires de Gastropodes ;
- e : calcaires gris ou jaunes, à petites Orbitolines noires ;
- d : calcaires marneux en lits fins ;
- c₁ : microbrèches à ciment d'argile consolidée rouge (plus ou moins bauxitique) ;
- c : conglomérats rouges à éléments calcaires ;

Discordance.

- b : Serpentes ;
- a : calcaires cristallins.

Les formations «a» et «b» représentent le soubassement antécristacé et n'apparaissent qu'en pointements fortement redressés et faillés. A l'E du village de Vateron (Mégalo Vateron), les serpentines affleurent un peu plus largement, toujours vigoureusement mylonitisées.

La question des formations rouges (niveaux «c» et «c₁») a été évoquée à propos du Permien. Il semble qu'ici le doute ne soit pas permis, la position stratigraphique aussi bien que la composition minéralogique (conglomérats à éléments calcaires) excluant le Permien. L'abondance du ciment fin, très rouge, dans ces niveaux de base, témoigne en faveur de l'existence, antérieurement à la transgression, d'un bassin d'accumulation des produits de la décomposition subaérienne des roches.

Le niveau «d» est pratiquement azoïque, en dehors de quelques petits Foraminifères agglutinants. Par contre, le niveau «e» contient une faune abon-

dante d'Orbitolines ayant un diamètre moyen de 3 à 4 mm, bien visibles à l'oeil nu, surtout dans les calcaires jaunes. Les plaques minces, examinées par M. MARIE, ont révélé :

Orbitolina plana D'ARCH.

» *mamillata* D'ARCH.

» *conica* D'ARCH.

Orbitolina concava LMK. (*bulgarica* DESH. TOULA)

Cuneolina cf. *conica* D'ORB. (non SCHLUMBERGER)

Quinqueloculina sp.

Trochammina sp.

Valvulina sp.

Textularia sp.

Haplophragmoides sp.

Spiroplectammina sp. etc.

Les calcaires à traces de Gastropodes du niveau «f» correspondent exactement, par leur faciès, à ceux qui se trouvent sous les couches à Caprines dans la coupe de Scafidi. Les sections de Gastropodes turriculés, généralement de petite taille, apparaissent en noir sur le fond sombre des calcaires ; ils n'ont jamais pu être dégagés ; certaines sections se rapprocheraient de *Pseudomelania* (Mme G. TERMIER). L'examen microscopique a révélé la présence de :

Valvulammina cf. *Picardi* HENSON

Cuneolina sp.

Ovalveolina (*Alveolina ovum* D'ORB.).

Quinqueloculina, *Spiroloculina*, etc.

Les trois premières formes indiquent encore le Cénomanién.

Les calcaires beiges «g» légèrement marneux, n'ont révélé aucune microfaune ; par endroits ils sont un peu bréchiques, emballant alors des débris de calcaires noirs et de rares débris organiques pouvant provenir de Rudistes.

La série du centre du détroit de Kozani présente, au dessus des niveaux de base, des caractères assez homogènes : absence de formations détritiques, Foraminifères emballés dans un matériel fin, couleur sombre et fétidité des calcaires. Ces faciès évoquent une sédimentation vaseuse dans un bassin de dimensions réduites.

Le plateau crétacé de Pournari.

Le plateau de Pournari est un relief calcaire plus marqué que les précédents, à peu près tabulaire, allongé N-S, long de 3 km, s'élevant à 933 m et qui barre à l'W la plaine quaternaire de Vateron. La disposition que montre son rebord W est très saisissante dans son ensemble (Pl. III, fig. 4 et fig. 35). On y embrasse d'un seul coup d'oeil la succession «calcaires inférieurs-serpentines-série transgressive crétacée». Par contre, je n'y ai pas récolté de fossiles utilisables et les échantillons que j'en ai rapportés se sont montrés pauvres en microfaune.

La coupe du versant W du plateau comprend, de haut en bas (fig. 35) :

- calcaires noirs à débris de gros Rudistes, formant l'abrupt ;
- calcaires marneux, en plaquettes ou finement lités (50 m).

Discordance.

- Serpentes ;
- calcaires cristallins blancs ou gris.

Je n'ai observé aucune formation de caractère transgressif (conglomérat, formations rouges, etc.) à la base de la série Crétacée. Les calcaires en plaquettes surmontant les serpentines correspondent aux «calcaires marneux en lits fins» de la coupe précédente (niveau «e»), mais je n'ai pas trouvé de niveau correspondant aux calcaires à Orbitolines et à Gastropodes noirs. La seule microfauune qu'a révélée le microscope consiste en quelques restes de Radiolaires.

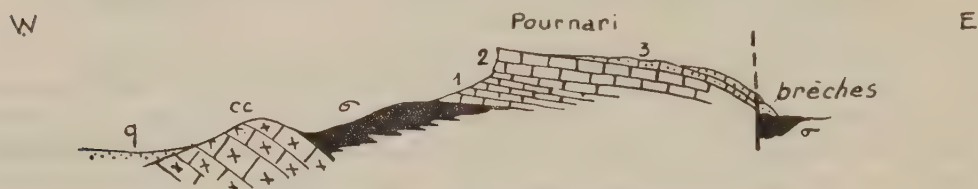


Fig. 35. Coupe W-E de la table crétacée de Pournari.

cc : calcaires cristallins.— σ : Serpentes.— 1 : calcaires en plaquettes.—
2 : calcaires noirs à Caprines.— 3 : calcaires lités, a *Gl. linnei*.

Par contre les calcaires noirs qui forment l'abrupt supérieur ne sont point très différents des calcaires à grosses Caprines du sommet de la coupe de Scafidi. Ils doivent représenter la Turonien. Effectivement, ils sont surmontés par des calcaires bien lités à Foraminifères du Sénonien inférieur qui affleurent à l'E et au S du plateau. A l'examen microscopique les calcaires noirs se montrent formés de débris coquilliers très digérés et de quelques Foraminifères usés qui n'apportent pas de précisions stratigraphiques : *Textularia*, *Cuneolina*, *Haplophragmium*.

Un peu au S de la table de Pournari, une faille fait reparaître les serpentines, quelques brèches rouges puis les calcaires en plaquettes au sein desquels j'ai retrouvé un niveau pétri de petits Gastropodes. Il est probable que de nouvelles recherches permettraient de retrouver ce niveau sous Pournari.

La transgression crétacée dans le chaînon de Vigla.

Je rappelle que le chaînon de Vigla s'étend, à l'E des monts du Vourinos, entre le village de Métamorphosis au N et celui de Rodiani, au S. Il se trouve séparé du Pournari, dont il vient d'être question, par un petit col très faillé où apparaît le petit affleurement de Trias à Diplopores signalé au ch. 11.

Dans le chaînon de Vigla, la transgression cénomaniennne s'est avancée sur un soubassement ayant un certain relief et constitué tantôt par les calcai-

res inférieurs, tantôt par les ophiolithes (fig. 36). Aussi, la base du Crétacé est-elle assez variée et présente généralement des caractères plus littoraux que dans le centre du couloir de Kozani.

A la base se trouve souvent une brèche d'éléments non roulés, difficile à distinguer lorsqu'elle est formée de débris calcaires cimentés par du calcaire. Trois km au SE de Métamorphosis, cette brèche est formée en grande partie de débris de Caprines solidement soudés par un ciment calcaire noir.

Puis viennent des calcaires gréseux sombres, en bancs minces, se délitant en plaques (utilisées pour la couverture des habitations de Métamorphosis) contenant des débris de Rudistes et une microfaune comprenant :

Orbitolina concava LMK. (*bulgarica* DESH. TOULA)

Haplophragmium

Quinqueloculina

Textularia

Lagena, *Rotalia*, etc.

L'épaisseur de ces calcaires en plaques est assez variable, de l'ordre de 50 m ; ils sont surmontés par des calcaires plus massifs, gris ou



Fig. 36. Coupe du Crétacé dans le chaînon de Vigla à la hauteur du Vourilakkos.

cc : calcaires cristallins. — σ : Serpentes. — 1 : calcaires gréseux en plaques. — 2 : calcaires à Rudistes et Actéonelles. — 3 : calcaires lités à *Gl. linnei*. — 4 : calcaires maestrichtiens. — 5 : calcaires à Pénéroplidés. — 6 : pélites, grès et conglomérats (Eocène).

gris sombre, montrant, outre des débris de Rudistes, des sections de Gastropodes de grande taille dont :

Acteonella cf. *renauxiana* D'ORB.

A. renauxiana se trouve dans le Turonien des couches à faciès de Gosau du Caucase.

2° Le Sénonien dans le détroit de Kozani.

A la partie du Sénonien précédant le Maestrichtien correspond, dans le couloir de Kozani, une invasion de faciès pélagiques caractérisés par un renouveau des calcaires en plaquettes, à délit schisteux, gris, parfois roses, contenant de petits Foraminifères planctoniques. En outre, ces niveaux paraissent transgressifs sur les bords du détroit, aussi bien dans le chaînon de Vigla qu'aux environs de Kozani, sans que l'on puisse déceler de discordance angulaire aux

rares endroits où l'on peut observer une série continue (W de Lefcopighi, sur le versant E du chaînon de Vigla); par contre, certaines failles semblent avoir joué ou rejoué dès le Turonien (chaînon de Vigla, fig. 36).

Avec le Maestrichtien, on assiste à un retour à des conditions plus néritiques, avec des calcaires massifs à Rudistes, Orbitoïdes, *Lithothamnium*, etc.

Chaînon de Vigla

Sur le versant E du chaînon de Vigla, les calcaires turoniens à Rudistes et grands Gastropodes sont surmontés par des calcaires en plaquettes dont un lit rose a fourni:

Globotruncana linnei D'ORB.

Gumbelina globulosa EHRENB.

Lagena sp.

Des calcaires sombres, encore bien lités, situés un peu plus haut, vers l'axe du chaînon, contiennent des restes de Rudistes du Crétacé supérieur parmi lesquels ont pu être reconnus les genres suivants: *Bournonia* sp., *Durania* sp., *Lapeyrousia* sp.

Ils sont surmontés par des calcaires clairs, plus massifs, correspondant certainement au Maestrichtien des gisements suivants.

Pournari

Au-dessus des calcaires noirs à débris de gros Rudistes se trouvent des calcaires en lits minces comprenant de petits Foraminifères sénoniens; diverses plaques minces ont révélé:

Globotruncana linnei D'ORB.

» cf. *stuarti* DE LAPP.

Globigerina cretacea D'ORB.

Gumbelina globulosa EHRENB.

Cristellaria sp.

Vers le sommet de cette série, des bancs plus épais qui affleurent à l'extrémité S du plateau calcaire contiennent des Orbitoïdes maestrichtiens dont:

Siderolites calcitrapoides LMK.

Orbitella apiculata SCHLUMB.

Orbitella cf. *media* D'ARCH.

Textularia, *Lagena* etc.

Bord septentrional du détroit de Kozani.

Sur le bord N de la dépression de Kozani-Servia, à l'E de Megalo Vatron et au SW de Kozani (vers les casernes), des calcaires gris, finement lités, à délit parfois schisteux, affleurent assez largement. On y retrouve la faune

planctonique sénonienne avec *G. linnei*, *Glob. cretacea*, *Gumbelina* et en outre quelques Echinides :

Echinocorys cf. *sulcatus* D'ORB.

Stegaster sp.

Espèce et genre se trouvant dans le Maestrichtien - Danien inf. de Suède et de Pologne. Ils seraient ici un peu plus anciens.

Les calcaires à Orbitoïdes du Maestrichtien (Pl. XIII, fig. 4) forment tous les reliefs importants à l'W et au N de Kozani. Ils contiennent les formes suivantes :

Lepidorbitoides socialis LEYM.

Siderolites vidali H. DOUV.

» *calcitrapoides* LMK.

Orbitella apiculata SCHLUMB.

Trochamminoides sp.

Rotalia sp., *Lithothamnium*, Bryozoaires.

Il s'agit certainement d'une formation tout à fait littorale.

3° La fin du Crétacé dans le détroit de Kozani.

Les calcaires maestrichtiens à Orbitoides et *Lithothamnium* représentent la dernière formation crétacée qui soit uniformément répandue dans le détroit de Kozani. Ces calcaires ont été recouverts par des formations clastiques dont il ne reste que des affleurements disséminés.

Au NNE de Kozani (entre les villages de Kila et Melissa) les calcaires maestrichtiens passent à des grès calcaires contenant des débris roulés de *Siderolites* et qui sont par conséquent maestrichtiens ou plus récents.

A l'extrémité S du plateau de Pournari, les calcaires maestrichtiens plongent vers le S sous quelques mètres de calcaires noirs, en bancs de 5 à 10 cm, qui n'ont montré, en plaques minces que quelques Miliolidés et Rotaliidés sans intérêt particulier. Ces calcaires sont eux mêmes surmontés par une série détritique assez épaisse commençant par des pélites noires, très finement stratifiées (plaques de quelques mm d'épaisseur) et continuant par des grès, des marnes et des conglomérats.

Cette série détritique doit déjà correspondre à l'Eocène. En effet, on la retrouve dans une cuvette située vers le centre du chaînon de Vigla, au S du point culminant. Ici, les calcaires gris sombre, sous-jacents aux pélites, ont révélé, à l'étude microscopique, une microfaune abondante qui présenterait, selon M. M. REICHEL et MARIE, une association caractéristique du Danien.

Les organismes les plus remarquables de cette faunule appartiennent à la famille des Pénéroplidés, représentée par le genre *Cosinella* de MUNIER - CHALMAS¹, ainsi nommé parce qu'il fut découvert dans les couches de *Cosina* de Dalmatie, qui représentent les termes de passage, à faune sau-

1. Ou *Raadshouwenia* KEYSER.

mâtre, entre le Crétacé et l'Eocène. La présence, dans les calcaires du chaînon de Vigla, de *Cuneolina* sp., indique que l'on se trouve encore dans le Crétacé. Les autres formes qui y ont été reconnues jusqu'à présent sont sans signification stratigraphique, mais confirment le caractère très littoral de cette formation, citons: *Epistomaria semimarginata* D'ORB., *Glomospira* cf. *caroides* PARKER et JONES, *Sigmoilina*, *Planispirina*, *Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, petits Gastropodes, etc.

La présence de cette faune, et notamment des Péneroplidés, sur le bord SW du bassin de Kozani, en marge des monts du Vourinos, confirme l'impression que nous avaient déjà donnée les couches de base, que la communication entre le détroit de Kozani et la mer ouverte ne se produisait pas de ce côté. Cette impression sera renforcée par l'étude des dépôts crétacés situés au SW de l'axe des monts du Vourinos et des monts Askion.

Conclusions.

L'histoire du Crétacé dans la région du détroit de Kozani comprend donc trois étapes:

1) une période de transgression que l'on peut dater avec certitude du Cénomanién. Les faciès des niveaux de base sont variés et trahissent l'influence du littoral, de la nature et du relief du fond sur lequel la mer s'était avancée. La présence de conglomérats et d'une macrofaune néritique sur le bord N du détroit (Scafidi), leur remplacement par des calcaires fins, sombres et fétides dans le centre, enfin la réapparition de calcaires gréseux et d'amas de Caprines au SW (chaînon de Vigla), c'est là une disposition qui évoque incontestablement un bassin restreint, presque fermé, notamment au SW. Au bord S du détroit, vers les Kamvounia, le Crétacé est entièrement caché par le Pliocène.

2) Dès les calcaires à gros Rudistes et Gastropodes, les conditions étaient devenues plus uniformes; l'invasion marine atteignit son maximum avec les calcaires bien lités à petits Foraminifères; les calcaires bréchiques à Orbitoïdes, Lithothamiées, Bryozoaires, également bien répandus, indiquent un renouveau des influences littorales.

3) Avec les calcaires sombres et en lits minces qui surmontent les calcaires à Orbitoïdes, mais surtout avec la présence-peut-être localisée—des Péneroplidés, on revient aux conditions d'un bassin restreint ne communiquant que médiocrement avec la mer ouverte. Les apports détritiques provenant des terres voisines sont encore inexistantes; nous allons les voir augmenter progressivement de volume au cours de la période suivante.

LES AFFLEUREMENTS CRÉTACÉS DANS LE SILLON MESO - HELLÉNIQUE.

Bien que parfois complètement entourés par les terrains tertiaires du Sillon, les affleurements crétacés dont il va être question ici n'apparaissent que sur la bordure orientale de celui-ci. Ce sont en fait les derniers témoins de la lisière occidentale du massif pélagonien, avant l'ennoyage définitif de celui-ci vers le SW.

Nous nous référerons surtout ici aux affleurements de Krapa, Kivoto et Siatista qui sont figurés sur le schéma de la figure 32. Les îlots plus méridionaux, dont j'ai signalé l'existence au chapitre précédent (Vurlokhori, Theopetra, Vassiliki, etc...) ne seront que brièvement mentionnés. Les derniers nommés, en particulier, se trouvent un peu en dehors de notre région.

La discordance et l'émersion antérieures au dépôt des formations crétacées sont ici beaucoup moins sensibles que dans le détroit de Kozani. L'érosion postérieure aux mouvements infra-crétacés n'a point mis à nu les calcaires sous-jacents aux ophiolithes et le Crétacé repose soit sur celles-ci, comme à Siatista, soit même sur les radiolarites, comme aux collines de Krapa et à Theopetra, avec une discordance angulaire faible (fig. 21). Enfin, je n'ai pas observé de conglomérats de base, mais quelques brèches à éléments de radiolarites (collines de Krapa), et fréquemment des microbrèches à éléments usés contenant des restes de Polypiers (W de Siatista).

La série crétacée est assez uniforme d'un gisement à l'autre; elle comprend des calcaires très régulièrement lités, en bancs de 5 à 40 cm d'épaisseur, tantôt fins, marneux, tantôt finement bréchiques. La puissance totale est de l'ordre de 100 m à 150 m.

Les plaques qui ont été exécutées dans quelques-uns des échantillons rapportés n'ont pas révélé beaucoup de formes déterminables, les calcaires étant tantôt trop marneux, tantôt trop bréchiques.

Vers la base des collines de Krapa, un calcaire microbréchique a fourni :

Dictyoconus walnutensis CARSEY

et des débris d'*Orbitolines* assez épaisses et de faible diamètre; ce niveau est donc antérieur au Cénomanien, albien ou même aptien. D'autant plus qu'un niveau nettement plus élevé contient :

Orbitolina cf. *concava* LMK.

Placopsilina

Textularia

et représenterait, par conséquent, le Cénomanien.

Les calcaires de Kivoto et de Siatista présentent les mêmes caractéristiques, montrant, parmi des débris variés, des restes d'*Orbitolines* usées, occasionnellement un *Miliolidé*.

Les étages supérieurs du Crétacé ne paraissent conservés qu'à Theopetra

et dans les petits affleurements voisins,¹ où, au-dessus de calcaires en plaquettes,² reposent des calcaires massifs, clairs, formant un escarpement important, et contenant de nombreuses traces d'Hippurites, parmi lesquelles j'ai pu déterminer :³

Hippurites Lapeirousei GOLDF.

qui vivait au Campanien.

Des calcaires à Hippurites devaient exister aussi vers les collines de Krapa, sur le flanc W du Vourinos, car on trouve en grande abondance des galets calcaires à empreintes et restes de Rudistes dans les conglomérats oligocènes de ce secteur, tandis qu'ailleurs ce sont généralement les galets cristallins qui dominent (notamment aux Météors).

En résumé, une sédimentation calcaire très régulière, de caractère littoral s'est poursuivie, pendant le Crétacé, le long du bord externe (SW) du massif pélagonien, c'est-à-dire sur l'emplacement du sillon méso-hellénique. Cette sédimentation se distingue de celle que nous avons étudiée dans le détroit de Kozani par les caractères suivants :

- a : elle semble bien avoir débuté avant celle-ci;
- b : elle ne s'est pas produite sur un soubassement fortement plissé, disloqué et érodé, mais seulement après une émergence modérée - probablement d'autant plus accentuée que l'on se rapproche du massif pélagonien, avec, en outre, des variations longitudinales (cas de Siatista, analysé au chapitre précédent : érosion importante des ophiolithes, avant le dépôt des calcaires crétacés, alors qu'aux collines de Krapa, comme aussi à Théopetra, ces derniers reposent sur les radiolarites).
- c : sédimentation beaucoup plus régulière, uniforme sur de grandes étendues;
- d : disparition des couleurs noires et des calcaires fétides qui, dans le détroit de Kozani, évoquaient une sédimentation vaseuse en bassin restreint.

En résumé, nous sommes ici en présence de dépôts de bordure de mer ouverte; les différences entre ces formations et celles, contemporaines, du détroit de Kozani sont telles qu'il n'est nullement évident que celui-ci fut ouvert vers l'W sur la Mésogée; l'étude des variations des faciès du Crétacé vers l'E, en particulier dans la chaîne du Vermion, à l'E du bassin de Kozani-Servia, pourra contribuer à résoudre ce problème.

Des calcaires crétacés situés dans une position analogue à ceux qui viennent d'être décrits jalonnent la bordure NE du sillon méso-hellénique vers Kastoria, en Albanie (W du lac d'Okhrida) et jusqu'à Prizren; ils en représentent sans nul doute la continuation.

1. Ainsi qu'à Vurlokhori.

2. La série de Théopetra m'a semblé différer quelque peu de celles de Krapa, Siatista, Kivoto; je n'ai malheureusement pas eu le temps d'y retourner, après avoir vu ces dernières, afin de préciser cette impression.

3. Avec l'aide de Melle DÉCHAZEUX.

LE CRÉTACE AU SW DU SILLON MESO-HELLENIQUE

Le Crétacé dans les derniers chaînons du Pinde méridional.

Comme dans les chapitres précédents, nous commencerons par une revue rapide des formations dans les derniers chaînons du Pinde méridional afin d'avoir une base de comparaison, des séries continues faisant complètement défaut dans le Pinde septentrional.

Dans les faisceaux occidentaux, notamment dans celui des monts Lakmon (Péristéri), le Crétacé se présente avec les faciès typiques de la zone du Pinde-Olonos, qui ont été brièvement décrits dans l'historique au début de ce chapitre.

Le Crétacé inférieur est certainement représenté dans la partie supérieure des radiolarites rouges et vertes du Jurassique. L'examen microscopique de mes échantillons n'y a pas révélé de faune significative (Radiolaires).

Vers le sommet de cette formation apparaissent quelques niveaux clastiques à allure de Flysch (vallée de Khaliki fig. 37) puis les cal-

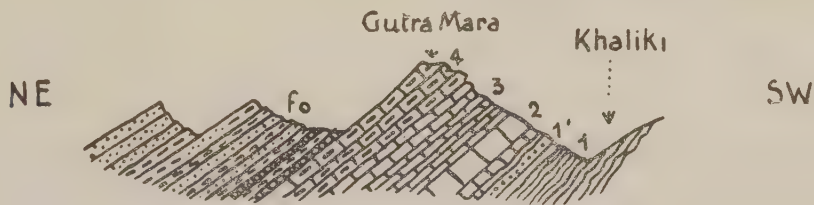


Fig. 37. Monts Lakmon. Coupe de la Vallée de Khaliki et de la Crête de Gutra Mara (légende fig. 38 p. suivante).

caires apparaissent brusquement sous la forme d'un banc finement bréchique contenant des restes d'*Orbitolines* (RENZ: niveau à *O. conoidea*, *paronai*, *bulgarica*) avec

Chrysalidina gradata D'ORB.

Haplophragmium.

Ce niveau représente le Cénomanién, probablement ses niveaux inférieurs. Fait intéressant, la microbrèche contient des éléments sombres, chloriteux, ferrugineux, qui doivent provenir de roches éruptives basiques altérées.

Ce banc calcaire est surmonté par une série épaisse et régulière de calcaires finement lités, gris ou roses, contenant une faune de Foraminifères planctoniques classiques:

Globotruncana linnei D'ORB.

Gumbelina sp.

avec, un peu plus haut:

Globotruncana stuarti DE LAPP. puis *Bigenerina* sp.

Avec ces dernières formes, on atteint le Maestrichtien et en même temps

des calcaires en bancs plus épais, parfois finement bréchiques, contenant des débris de Rudistes. Ce sont ces bancs qui doivent contenir les Orbitoïdes signalés par RENZ, mais mes plaques minces n'en ont révélé aucune trace. Par leur faciès néritique, ils témoignent de la diminution de la profondeur, au Sénonien supérieur, de l'ancienne fosse du Pinde-Olonos. L'épaisseur totale de cette série calcaire du Crétacé supérieur est d'environ 500 m. Ce sont ces niveaux et surtout les calcaires en bancs plus épais du Maestrichtien qui déterminent toutes les crêtes du Pinde méridional et en particulier les arêtes à structure très régulière (plongement NE) sur le bord oriental des Monts Lakmon (arêtes de Mégali Spanoura et Gutra Mara fig. 37 et Pl. V, fig. 1).



Fig. 38. Le pointement de Tsouca (1726 m) et ses relations avoisinantes.

Légende des figures 37 et 38. 1 : Radiolarites.— 1' : Niveaux détritiques au sommet des radiolarites.— 2 : Calcaires cénomaniens à Orbitolines.— 3 : Calcaires lités à petits Foraminifères; Turonien-Sénonien.— 4 : Calcaires maestrichtiens: en gros bancs (figure 37), bréchiques (fig. 38). fo : Flysch du Pinde. e : Calcaires éocènes. fi : Flysch ionien.— σ : Ophiolithes.

Une étude comparative serrée montrerait certainement des variations de faciès dans le sens transversal, SW-NE: les calcaires intermédiaires (turonien-campanien) m'ont semblé être en lits plus fins et plus souvent roses dans l'axe des Monts Lakmon (sous le Péristeri)¹ que sur leur rebord oriental; mais une telle étude, concernant le Pinde méridional, serait sortie des limites de ce travail.

Je rappelle que RENZ a découvert dans le faisceau le plus oriental du Pinde méridional (crête du Kerkétion ou Kotsiakos), des faciès rappelant ceux du Parnasse-Kiona, notamment des calcaires oolithiques à *Orbitolina concava* LMK.; j'ai retrouvé ces calcaires, ainsi que d'autres contenant de nombreuses traces de petites Hippurites; cependant, comme ils m'ont paru surmonter normalement une masse de radiolarites rappelant celles du Pinde-Olonos, je serais porté à y voir plutôt un faciès de bordure de la fosse du Pinde-Olonos que le résultat de charriages de grande envergure (RENZ 1930, 1940 p. 100). Les re-

1. J'y ai noté également la présence de lits et de rognons de pyrolusite, absents vers l'E.

cherches entreprises par J. AUBOUIN permettront certainement de préciser les conditions de sédimentation dans les diverses parties de la chaîne.

La fin du Crétacé dans le Pinde méridional.

Les calcaires maestrichtiens passent au Flysch par l'intermédiaire de quelques bancs de calcaires marneux. Il y a continuité et concordance entre les deux formations et le Flysch commence donc au Danien dans le Pinde: J. AUBOUIN, dans une note récente (1955) a décrit les termes de passage entre les calcaires et le Flysch et a montré que les premiers niveaux de celui-ci contenaient encore des organismes du Crétacé supérieur. (Maestrichtien).

Cependant, la masse principale du Flysch étant d'âge tertiaire, nous renverrons l'étude de cette formation au chapitre suivant.

Le Crétacé dans le Pinde septentrional.

Comme pour les périodes précédentes, nous allons être réduits à étudier ici de petits pointements isolés, fragments de nappes ou de leur soubassement, sans liens directs entre eux. Un ordre géographique, et non stratigraphique, est donc inévitable.

Certains de ces pointements se trouvent en avant (à l'W) de la nappe ophiolithique du Pinde septentrional. D'autres se trouvent sur le pourtour d'écailles et de fenêtres à l'intérieur du domaine ophiolithique. Un troisième groupe, enfin, comprend des pointements, dont certains sont de grandes dimensions, qui se trouvent à la limite des ophiolithes, ou, plus généralement, de la zone externe, et du sillon méso-hellénique.

Nous allons étudier successivement ces trois groupes d'affleurements.

Pointements crétacés en avant de la nappe ophiolithique.

J'ai déjà signalé la présence de niveaux crétacés parmi les clippes et les copeaux qui jalonnent le front des ophiolithes dans le Pinde. Je soulignais en même temps qu'il ne fallait donc pas considérer uniformément ces lambeaux comme triasiques, ainsi que la tendance s'en était manifestée à la suite de quelques découvertes de gisements fossilifères, notamment de celui de Kshira (NOPCSA).

Vers l'extrémité S du front des ophiolithes, sous le Zygos, en face de Metsovon, apparaissent des pointements en lames, comprenant les calcaires finement lités roses et gris de la série turonienne-campanienne du Pinde méridional tout proche.

Plus au N, au lieu dit «Aspra Litharia» sous le sommet dit Flingua, au N des Politsès,¹ ce sont, avec la série des radiolarites, les calcaires cénomaniens qui apparaissent, avec des débris d'Orbitolines, des *Haplophragmium*, *Textularia*,

1. Ces précisions sont rendues nécessaires par le grand nombre de pointements calcaires dits «Aspra Litharia» ou «Roches blanches».

etc. et même des débris de Crinoïdes. Ces calcaires sont microbréchiques, et comprennent une forte proportion — nettement plus importante que dans le Pinde méridional — de fragments de roches éruptives basiques, notamment de dolérites, ainsi que de radiolarites. Il est manifeste qu'il s'agit là des traces de l'émersion anté-cénomaniennne qui s'est produite plus à l'E, au moins dans les zones internes.

Plus au N encore (en laissant de côté nombre de petits fragments qu'il ne peut être question d'énumérer), des lames calcaires jaillissent, généralement verticales, hors du Flysch, entre le front des ophiolithes et l'extrémité SE du massif du Tymphé. Le principal est le sommet dit Tsouca (1726 m) (Pl. V, fig. 2 et fig. 38) qui forme un splendide éperon dominant la vaste vallée entre les ophiolithes au NE et l'immense abrupt du massif du Tymphé au SW.

Il s'agit ici des niveaux supérieurs de la série crétacée. Des calcaires roses montrent la faune classique :

Globotruncana linnei D'ORB.

Globigerina cretacea D'ORB.

Gumbelina

et d'autres petits Foraminifères planctoniques.

Puis des calcaires bréchiques montrent quelques grands Orbitoïdés, dont

Siderolites calcitrapoides LMK.

Le faciès des niveaux maestrichtiens est nettement différent de ce qu'il était dans le Pinde méridional ; il comprend non seulement des microbrèches (Pl. XIII, fig. 6) mais aussi de véritables conglomérats contenant des fragments d'ophiolithes altérées. Cependant le passage au Flysch s'observe ici très bien et la concordance est absolue ; les conglomérats sont l'indice d'une émigration dans des régions voisines et certainement orientales ; ils témoignent aussi de la proximité des ophiolithes, proximité qui n'était pas sensible dans les calcaires maestrichtiens du Pinde méridional.

Pointements crétacés à l'intérieur du domaine ophiolithique.

Ce sont des faciès analogues aux précédents que l'on trouve à l'intérieur du domaine ophiolithique du Pinde septentrional. Plusieurs pointements de calcaires crétacés sont groupés ou alignés le long d'accidents NNW-SSE, au NE de Metsovon et vers le village de Miléa (fig. 39) : Aspra Litharia (Katara), Trago Pétra, Pétra Portas, Mégali Pétra, etc. On y trouve des calcaires roses et gris avec des faunes particulièrement riches de Foraminifères planctoniques : *Globotruncana linnei*, *Globigerina cretacea*, *Gumbelina globulosa*, *Textularia*, etc. Des niveaux bréchiques et même conglomératiques, à éléments éruptifs, analogues à ceux de Tsouca y sont interstratifiés (Mégali Pétra). Ils contiennent encore des sections de *Globotruncana* et aussi de *Lagena* et se trouveraient à un niveau un peu inférieur (base du Maestrichtien) à ceux de Tsouca. Effectivement, ils sont surmontés par des calcaires maestrichtiens plus massifs que ceux de Tsouca, parfois noirs (Mégali Pétra) ou marmorisés (Trago Pétra),

qui conditionnent l'importance dans le paysage de ces pitons ruiniformes surgissant au sein des croupes ophiolithiques moutonnées et boisées (Pl. VI).

La présence de ces pitons calcaires au sein des ophiolithes pose un problème stratigraphique dont la solution réside dans la compréhension de la structure: ils peuvent en effet représenter soit une sortie du soubassement de la nappe ophiolithique, ce qui les identifierait aux pointements que nous avons

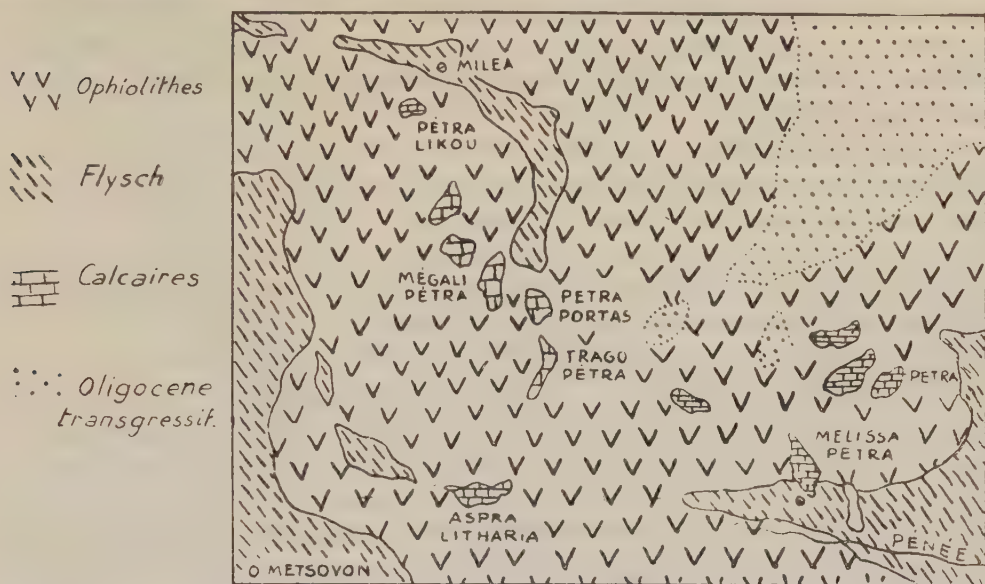


Fig. 39. Esquisse géologique de la région comprise entre Metsovon et Miléa montrant la disposition des pointements crétacés et leur imbrication avec les fenêtres du Flysch.

trouvés en avant de cette dernière, soit la couverture sédimentaire normale des ophiolithes. Cette couverture a certainement existé et a compris le Crétacé avec un faciès calcaire; on en trouve des traces en Albanie (J. BOURCART 1922) et en plusieurs points des zones externes.

La question est épineuse; l'état de dislocation de ces pitons isolés est extrême, leurs abords immédiats sont boisés et malgré plusieurs retours aux mêmes lieux aux fins de vérification, je n'ai pu aboutir à une certitude absolue: je penche cependant vers la première solution.

En faveur de cette solution (apparition du soubassement de la nappe ophiolithique à la faveur d'une écaille de celle-ci), on peut réunir les faits suivants:¹

- a). La profonde entaille de la vallée du Pénée permet de voir (Pl. VI, fig. 1) que le pointement de Trago Pétra est profondément enraciné; les calcaires massifs du même pointement sont mylonitisés et marmorisés; les calcaires de Mégali Pétra reposent sur des serpentines écrasées, pulvérulentes, et le contact est certainement anormal (Pl. VI, fig. 6).

1. Cette petite discussion tectonique est donnée ici à titre d'exemple des problèmes qui se posent à chaque pas dans le Pinde septentrional.

b). Les pointements se trouvent dans une région d'écailles; dans leur prolongement, c'est incontestablement le soubassement de la nappe qui apparaît sous la forme de Flysch dans la fenêtre de Miléa et un chapelet d'autres fenêtres qui la prolongent; ces fenêtres montrent sur leurs bords quelques blocs calcaires arrachés au soubassement créacé du Flysch.

Par contre, il n'est nullement inconcevable que la même écaille qui a pu permettre l'apparition du soubassement (Flysch etc.) ait pu un peu plus loin contribuer à la conservation de restes de la couverture du bloc inférieur de l'accident. Certains faits pourraient appuyer l'idée que les calcaires représenteraient une partie de cette couverture :

a) A l'W de l'alignement Trago Pétra - Pétra Portas etc., on trouve des gabbros, des dolérites et même (vers le col sous Mégali Pétra) quelques radiolarites, donc la partie supérieure des ophiolithes et leur couverture. Mais cette disposition serait entraînée par n'importe quel système d'écaille et les pitons calcaires peuvent encore être des lambeaux arrachés au soubassement et repoussés devant le terme supérieur (oriental) de l'écaille. Trago Pétra est en effet en contact anormal, sur son flanc W, avec des dolérites très écrasées.

b) Autour de Trago Pétra se trouvent des conglomérats qui sont également pincés dans les roches éruptives (Pl. VI, fig. 2). Ces conglomérats contiennent des galets de calcaires créacés et de roches éruptives; ils se sont donc déposés alors que la disposition générale n'était pas tellement différente de ce qu'elle est actuellement, et l'ensemble a été repris par une phase tectonique ultérieure. Il y a donc bien eu pincement de la couverture dans les accidents qui ont affecté les ophiolithes, mais il demeure plus probable (nous le verrons dans la 3ème partie consacrée à la tectonique) que les calcaires représentent un fragment du soubassement de la nappe, donc de la prolongation de la zone du Pinde-Olonos.

Autour du village de Périvoli (25 km N de Metsovon), plusieurs pointements calcaires apparaissent en désordre sur le bord de la demi-fenêtre de Flysch : sortant du Flysch, ils surgissent incontestablement du soubassement et représentent, sans doute possible, les formations de la zone du Pinde-Olonos recouvertes par la nappe ophiolithique. On y retrouve le Cénomanién microbréchique avec débris d'Orbitolines et d'Echinodermes, ainsi que les calcaires roses à *Gl. linnei*, *G. cretacea*, *Gumbelina*, etc. A noter que C. NICULESCU (1915) avait, sous l'influence des travaux de NOPCSA et de VETTERS en Albanie, attribué tous ces copeaux calcaires au Trias.

Les pointements créacés vers la limite des zones externes et du sillon méso - hellénique,

La bordure SW du sillon méso-hellénique est jalonné du côté externe, par des pointements calcaires importants (fig. 62); plusieurs d'entre eux dépassent en dimension tous ceux que nous venons de considérer et il en est deux qui forment à eux seuls de petits massifs d'autant plus remarquables qu'ils dominent par de beaux abrupts l'immense bas-pays du Sillon et sont visibles 60

km à la ronde: ce sont ceux d'Orliakas (1.435 m) long d'environ 5 km, et de Strivo (ou Tsouriakas) (1.350 m) long d'un peu moins de 4 km (fig. 40). L'un et l'autre sont traversés par des gorges qui sont soit impraticables (Orliakas, Pl. V, fig. 4) soit peu praticables (Strivo, où la rivière tombe en cascade sur plus de 150 m); 30 km au SE, le pointement calcaire de Pétra tou Pistani, près du village de Kakoplèvre, est également traversé par une étroite gorge coupée d'immenses cascades aux parois parfaitement lisses.

Pas plus que les précédents, ces pointements ne doivent être attribués *a priori* à un système particulier; mais ceux qui ont, jusqu'à présent, livré des fossiles, appartiennent au Crétacé.

Le grand éperon d'Orliakas (Pl. V, fig. 3) est constitué par des calcaires blancs, massifs ou en bancs assez épais fortement recristallisés. On y trouve d'assez nombreux restes d'Hippurites de grande taille, mais il ne s'agit le plus souvent que de moules entièrement constitués de calcite et les échantillons rapportés se sont, pour la plupart, révélés décevants quant aux déterminations spécifiques.

Les calcaires d'Orliakas sont redressés vers le NE (fig. 41); mais de ce côté, leur base est soit cachée par les dépôts tertiaires, soit en contact anormal sur des ophiolithes. Le niveau le plus bas qui y soit mis à nu par le ravin mentionné plus haut est une brèche calcaire contenant des débris de dolérite et de radiolarite; le ciment ne contient que des fragments de Miliolidés.

Cette brèche doit être contemporaine des niveaux bréchiques cénomaniens déjà rencontrés; peut-être comprend-elle aussi le Turonien. En effet, c'est dans des bancs calcaires qui la surmontent de peu que j'ai trouvé les seuls restes d'Hippurites de ce massif montrant encore leur structure interne. Ces restes correspondent à:

Hippurites (Vaccinites) taburni GUISC.
(non DOUV.) ou peut-être à:

Hippurites zurcheri DOUV.

L'une ou l'autre espèce indiquerait le Coniacien.

De petits pointements calcaires qui prolongent celui d'Orliakas vers le



Fig. 40. Disposition des pointements d'Orliakas et de Strivo (voir fig. 42).

SE, en direction du village de Monahiti (pitons de Mégali Pétra et de Lyco Trypa, ou Trou du Loup) contiennent également de nombreuses Hippurites de plus petites tailles, toujours très recristallisées, comprenant des formes très voisines de :

Radiolites galloprovincialis D'ORB.

Radiolites angeiodes MATHERON

et témoignant de la présence du Santonien.

Enfin, des moules de *Sauvagesia* (aff. *Durania*) et de gros *Vaccinites* sp. se trouvent dans la partie supérieure des calcaires d'Orliakas qui représente, sans aucun doute, le Santonien, le Campanien et le Maestrichtien.

Les calcaires d'Orliakas et de Monahiti se distinguent donc par leur faciès (absence des calcaires en plaquettes, lités ou marneux, entre le Cenoma-

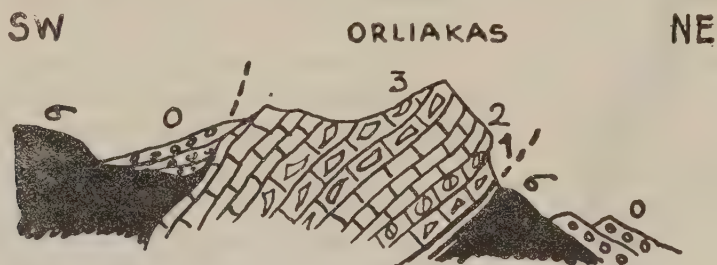


Fig. 41. Coupe de l'extrémité SE d'Orliakas.

1 : Calcaire bréchiq. (Cénomanien - Turonien).— 2 : Calcaire à Hippurites (Coniacien).— 3 : Calcaires à moules de grosses Hippurites.— σ : Ophiolithes.— o : Oligocène.

nien et le Maestrichtien, abondance des Hippurites sinon entières, tout au moins en gros fragments et incontestablement en place), aussi bien des calcaires lités sus-jacents aux ophiolithes de la bordure orientale du Sillon que de ceux de la zone du Pinde-Olonos. Comme ils sont, sur presque tout leur pourtour, en contact paraissant anormal avec des ophiolithes, leur position donnerait lieu à une discussion analogue à celle qui a été ébauchée à propos des pointements précédents (ceux de Trago Pétra etc.), aux fins de savoir si ces calcaires représentent la couverture des ophiolithes ou si, au contraire, ils doivent être reliés au soubassement de la nappe ophiolithique.

Cette discussion sera reprise dans la partie structurale.

Je me contenterai de noter ici qu'à l'W d'Orliakas apparaissent des radiolarites et des calcaires en plaquettes gris et roses à Radiolaires qui représentent certainement le Crétacé inférieur et le Jurassique de la fosse du Pinde-Olonos. Bien que ces terrains soient séparés des calcaires d'Orliakas par des contacts anormaux (attribuables sans doute aux différences de comportement mécanique entre les deux formations), leur présence permet de relier ces derniers à la série du Pinde-Olonos.

Cette présomption est renforcée par la disposition du pointement de Strivo (ou Tsouriakas) situé également en bordure du Sillon, quelque 8 km au NW d'Orliakas. (Pl. V, fig. 5).

Les calcaires du Strivo sont en effet identiques, par leur faciès lithologique, à ceux d'Orliakas, mais je n'y ai, jusqu'à présent, pas trouvé d'Hippurites. Redressés vers le NE (fig. 42), ils jaillissent, en quelque sorte, non des ophiolithes, mais du Flysch d'une grande demi-fenêtre que nous appellerons «demi-fenêtre de Samarina». A leur partie inférieure, sur le flanc NE de la montagne, au-dessus du village de Prosvoron, apparaissent des radiolarites et des calcaires en plaquettes (fig. 42), parfois imprégnés de manganèse. Les calcaires de Strivo, en raison de leur recristallisation, n'ont pas fourni de microfaune intéressante; un niveau finement bréchique a révélé quelques Foraminifères agglutinants dont: *Haplophragmium* sp., *Textularia* sp.



Fig. 42. Coupe de l'extrémité NW de Strivo.

c : calcaires crétacés. — r : radiolarites. — o : oligocène. — f : Flysch.
(Mêmes lettres sur la figure 40.)

L'une et l'autre forme ont une grande extension stratigraphique, mais on ne les trouve, dans notre région, que dans le Crétacé. En outre, plus au NW, vers le village de Doutsikon, toujours en bordure du Sillon, un pointement calcaire, satellite du piton plus important de Skourdza et constitué de calcaires bréchiques, contient des Orbitolines dont :

O. concava LAM. (*bulgarica* DESH., TOULA)

C'est donc le Cénomaniens tel que nous l'avons rencontré précédemment. Le sommet du Skourdza et, un peu plus loin vers le NW, ceux de Vouzion (Bouzion), sont constitués par le Crétacé supérieur, toujours très calcaire, mais d'apparence moins massive, cependant, que ceux d'Orliakas. Des plaques minces y ont révélé des *Gl. stuarti*, *G. cretacea*, ainsi que des prismes provenant du têt d'Inocérames.

En résumé, la plupart des pointements calcaires qui apparaissent à la limite du Sillon, en tous cas ceux d'Orliakas, de Monahiti et de Strivo, sont constitués par des calcaires du Crétacé supérieur qui paraissent liés aux formations du Pinde-Olonos mais qui, par la présence d'Hippurites en place et par la régression du faciès «calcaires en plaquettes», témoignent d'une diminution de la profondeur des eaux au fond desquelles ils se sont déposés. D'autre part, les influences littorales sont moins sensibles que dans les calcaires détritiques, tantôt marneux, tantôt bréchiques, que l'on trouve sur la bordure orientale du Sillon.

Les calcaires d'Orliakas, etc., ont donc des caractères intermédiaires et semblent issus de la bordure orientale de la fosse du Pinde-Olonos. Si l'on

cherche à les replacer dans leur situation géographique originelle, il faut les voir se déposant au large de l'étendue occupée par les ophiolithes, tandis que sur celles-ci et leur couverture de radiolarites se déposaient également des calcaires crétacés.

Par la succession qu'ils présentent (calcaires crétacés assez littoraux surmontant des radiolarites) comme par leur position en bordure du Sillon, les calcaires d'Orliakas ne sont pas sans analogies avec ceux du Kerkétion (Kotsiakas), dans lesquels C. RENZ avait reconnu certains faciès de la zone du Parnasse-Kiona.

Il semble donc que l'atténuation de la profondeur de la fosse du Pinde-Olonos au Sénonien ait été particulièrement sensible sur sa bordure orientale, d'où, sans doute, le développement de faciès rappelant ceux de la zone du Parnasse-Kiona.

En Albanie, des calcaires crétacés qui paraissent identiques à ceux d'Orliakas et qui sont de même entaillés par de courtes gorges verticales (gorges du Shkumbi, à travers le rocher de Llenga, J. BOURCART 1922) surgissent à la limite des zones externes et du sillon méso-hellénique.

Le Crétacé à l'W du Pinde - Septentrional (Tymphé, Mitsikéli)

Si la bordure orientale de la fosse du Pinde-Olonos est difficile à situer d'une manière concrète en raison des bouleversements tectoniques, l'existence de la bordure occidentale de cette fosse se manifeste d'une manière éclatante par le changement de faciès auquel on assiste en abordant le massif du Tymphé (Pl. I).

J'ai déjà indiqué les caractéristiques essentielles des formations de ce massif : très grosses épaisseurs de calcaires parfois dolomitiques, blancs, gris-clair ou noirs, absence des calcaires « en plaquettes », des calcaires roses, des radiolarites ; persistance des calcaires jusqu'au milieu de l'Eocène, alors que le Flysch débute dès le Danien dans les zones plus orientales.

L'étude stratigraphique de cette énorme masse de calcaires homogènes, coupée d'innombrables fractures, creusée de ravins aux parois verticales profonds de 1.000 à 1.900 m, n'a pu être qu'à peine ébauchée.

La faune la plus ancienne que j'ai recueillie provient d'un calcaire gris, finement bréchique, prélevé au fond du ravin de l'Aoos et contenant de petites Orbitolines roulées, de nombreux Miliolidés, Textularidés, *Haplophragmium*, les uns et les autres portant des traces d'attaque par les algues perforantes. Il s'agit sans doute de Cénomanien inférieur, ou d'un niveau un peu plus ancien, et certainement d'un faciès littoral ou peu profond.

Dans le même ravin, j'ai prélevé des dolomies noires qui n'ont fourni aucune microfaune.

Les Hippurites sont abondantes (N de la crête de Goura), souvent noires

difficiles à dégager; mes échantillons, confiés à un muletier, ont été égarés.¹

Les niveaux supérieurs sont bien lités et comprennent des bancs minces et réguliers de silex blancs ou noirs.

Les calcaires contiennent la microfaune ordinaire du Crétacé supérieur; *Gumbelina globulosa* EHRENBERG, *Globotruncana linnei*, *stuarti*, Bolivines, Miliolidés, Orbitoïdés (*Siderolites*, *Lepidorbitoides*, fragments) etc. Les Orbitoïdés deviennent très nombreux dans certains niveaux élevés, finement bréchiques, mais ceux-ci doivent faire déjà partie de l'Eocène et seront mentionnés au chapitre suivant. Le passage à l'Eocène s'effectue, sans doute possible, d'une manière tout à fait insensible et sans trace de discordance, ni de significatif changement de faciès.

Conclusion. Vue d'ensemble sur le Crétacé.

L'événement majeur de la période crétacée dans notre région est représenté par l'émersion, l'érosion, puis la transgression qui se sont produites sur le massif pélagonien.

Les mouvements qui ont provoqué l'émersion du massif pélagonien ne peuvent être datés avec précision: post-jurassiques, ils sont certainement antécénomaniens, probablement anté-albiens (base de la transgression aux collines de Krapa), peut-être même un peu plus anciens.

En tout cas, les étages inférieurs du Crétacé font défaut sur le massif pélagonien; en cela, celui-ci et, plus généralement, les zones dinariques internes, s'opposent aux parties de l'arc balkanique situées immédiatement au NE du Rhodope, où une transgression principalement santonienne (K. V. PETKOVIC 1938) s'est avancée sur le Crétacé inférieur de faciès bathyal (suite du Tithonique) plissé (K. V. PETKOVIC 1938, 1949).

Il y a donc de très fortes présomptions pour que les mouvements aient été plus anciens au SW qu'au NE du Rhodope et que nous ayons là un nouvel exemple de l'opposition de phase, signalée au chapitre précédent, entre les rameaux alpidique et dinarique du système alpin dans la péninsule balkanique.

D'autre part, alors que le Crétacé supérieur dinarique est strictement marin jusqu'à la limite Crétacé-Eocène, celui de l'arc balkanique, comme du versant N des Alpes Orientales, contient des couches d'eau douce et de charbons paraliques. Une opposition de ce genre entre Alpides et Dinarides s'était manifestée déjà au Carbonifère supérieur et nous avons souligné, à la fin du chapitre précédent, le caractère «hyper-marin» de la sédimentation dans les Dinarides.

Deux autres particularités des mouvements qui ont affecté les Dinarides internes doivent retenir notre attention.

1. Je tiens à signaler que ce contretemps ne m'est arrivé qu'une seule fois. En dehors de ce cas, tous les sacs de «cailloux» que j'ai confiés à des bergers ou à des muletiers anonymes ont été scrupuleusement transportés à destination et ce m'est une nouvelle occasion de rendre hommage à la parfaite honnêteté du peuple de ces montagnes.

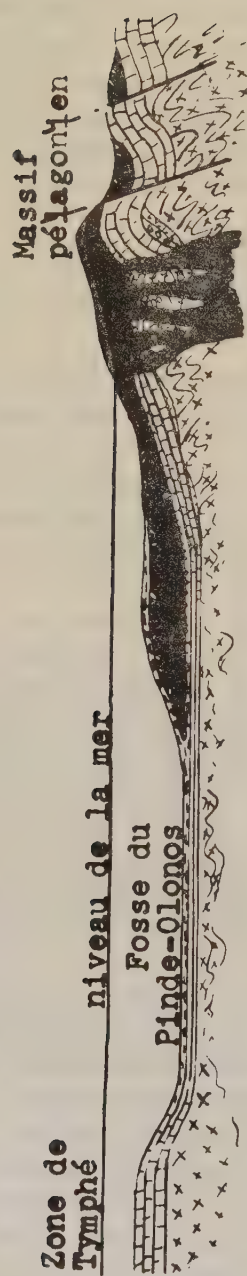


Fig. 42a. Coupe théorique du Pinde et des régions voisines au Crétacé inférieur.

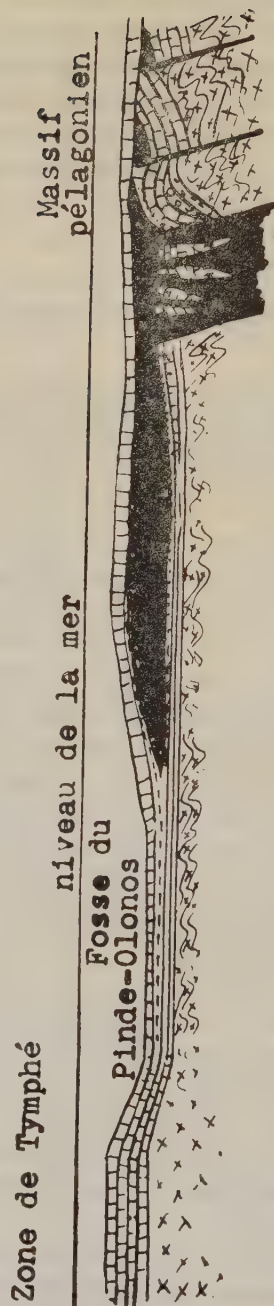


Fig. 42b. Coupe théorique du Pinde et des régions voisines au Crétacé supérieur.

1) Ils sont strictement limités aux Dinarides internes, aux régions situées au NE du sillon méso-hellénique. Une concordance absolue s'observe dans le Crétacé des zones externes; les niveaux de bauxite de la zone du Parnasse-Kiona doivent représenter un cas intermédiaire entre les zones externes, à Crétacé concordant, et les zones franchement internes à mouvements accentués et émerision prolongée.

2) Les mouvements des zones internes n'ont pas donné lieu à une sédimentation détritique importante, au dépôt d'un Flysch puissant dans les zones externes, où nous avons noté seulement quelques niveaux clastiques surmontant les radiolarites.

Le fait que les mouvements ne se soient pas propagés, dans notre région, aux zones externes, montrent que ces mouvements résultaient de poussées provenant du NE, car on ne pourrait concevoir qu'une poussée provenant de l'extérieur ait laissé complètement intactes les zones externes. Tout se passe comme si le sillon méso-hellénique avait constitué une butée suffisamment résistante et bien enracinée pour pouvoir arrêter la propagation des poussées vers l'extérieur. Nous verrons, en particulier dans l'étude structurale, que le Sillon s'est comporté, tout au long de son histoire post-jurassique, comme un môle résistant par rapport aux poussées tangentielles et qu'il a montré, notons-le en passant, une tendance constante à la subsidence. Ce comportement mécanique doit être lié au remplissage de roches basiques qui, nous l'avons vu au chapitre précédent, doit constituer, sur toute sa hauteur, le soubassement du Sillon; ce socle éruptif n'avait subi, au Crétacé inférieur, ni ébranlement ni érosion et devait être suffisamment enraciné dans les zones profondes dont il était issu pour s'opposer à la propagation des mouvements de la croûte terrestre.

La formation d'un bombement liminaire sur la bordure occidentale du massif pélagonien, bombement qui existe encore actuellement et dont la présence dès le Crétacé se manifeste par le fait qu'une barrière paraît avoir séparé les eaux transgressives sur le massif pélagonien (dans le détroit de Kozani) de celles qui déposaient des calcaires sur son pourtour externe, vient à l'appui de cette hypothèse. C'est peut-être aussi la présence de ce bombement liminaire qui est à l'origine de la rareté des niveaux détritiques sur le Crétacé des zones externes. Les produits de l'érosion du massif pélagonien auraient ainsi été entraînés surtout vers l'E, vers le sillon du Vardar. En effet, dans cette direction, le Crétacé est plus puissant et comprend plus de grès et de marnes que nous n'en avons trouvé dans une partie quelconque de notre région.

Au Crétacé supérieur, les différences entre les zones s'atténuent; la sédimentation dans la zone du Pinde-Olonos est exclusivement calcaire. Cette évolution est particulièrement marquée sur sa bordure orientale, où se développent des calcaires massifs à Hippurites (Orliakas, etc.).

Dès le Maestrichtien, les mouvements prémonitoires des plis tertiaires atteignent les zones externes et provoquent le dépôt du Flysch.

CHAPITRE V

L'EOCENE

Les terrains éocènes ne sont représentés au NE du sillon méso-hellénique (dans notre région) que par quelques témoins peu étendus et montrant des faciès assez particuliers.

Dans le Sillon lui-même, la transgression oligocène s'est avancée généralement sur des formations antérieures à l'Eocène, et je n'ai trouvé qu'en un endroit des terrains qui puissent être rapportés à cette dernière période; par contre, J. BOURCART (1922) a signalé la présence de l'Eocène supérieur dans le Sillon en Albanie principalement au N de la faille de Korça.

Au SW du Sillon, les formations éocènes ont, par contre, une très vaste extension. Nous les y trouverons d'abord sous la forme de Flysch, faciès qui avait, on s'en souvient, fait son apparition dans le Pinde dès le Danien: c'est le Flysch du Pinde: plus à l'W, dans le massif de Tymphé et le Mitsikéli, l'Eocène inférieur est représenté par des calcaires qui surmontent sans aucune coupure les calcaires crétacés. Le faciès Flysch ne fait son apparition qu'au milieu du Lutétien: c'est le Flysch ionien qui diffère donc du précédent par son âge et qui, généralement, s'en distingue aussi par son allure lithologique.

Historique et généralités.

La présence de l'Eocène dans la région que nous étudions, tout au moins sur ses limites méridionales (Pinde méridional, environs de Metsovon), a été reconnue par PHILIPPSON (1895); il découvrit aussi les calcaires à Nummulites des montagnes épirotes qui font suite, vers le S et l'W, au Mitsikeli. HILBER (1895) attribue le Flysch tantôt à l'Eocène, tantôt au Crétacé, mais ceci par erreur puisqu'il s'agissait de Flysch éocène anormalement recouvert par des calcaires plus anciens.

C. NICULESCU (1914-1915) décrit sommairement le Flysch du Pinde septentrional et apporte certaines précisions paléontologiques sur le Flysch des régions épirotes, à l'W de Yanina, où il a recueilli quelques Nummulites.

M. DALLONI (1923), ayant traversé la chaîne du Pinde, de Kalabaka à Yanina, par la région du Zygos, a rapporté des Foraminifères provenant du Flysch des environs de Yanina et du Zygos qui lui permettent d'y distinguer le Bartonien ou le Priabonien, tandis qu'il rapporte au Lutétien les calcaires sous-jacents au Flysch dans la région de Yanina comme au voisinage de Metsovon et du faite du Pinde; dans ces deux derniers cas, il doit s'agir plutôt, comme nous le verrons, de calcaires inclus dans le Flysch.

RENZ, enfin (1930), décrivant son voyage à travers les derniers chaînons du Pinde méridional, distingue le Flysch du Pinde qui recouvre les calcaires maestrichtiens de la zone du Pinde-Olonos, du Flysch ionien qui surmonte les calcaires lutétiens de la zone adriatico-ionienne.

Dans le premier, qui théoriquement débute au Danien, il a reconnu, sur la base des déterminations de Foraminifères fournies par A. SILVESTRI, le Lutétien, le Ludien et «l'Oligocène en général». En ce qui concerne ce dernier terme, notons tout de suite que A. SILVESTRI place le Ludien dans l'Oligocène et que RENZ ne cite comme fossile oligocène que *Orthophragmina stellata* D'ARCH. (1930, p. 364) qui est généralement considérée comme priabonienne. Il n'est donc nullement prouvé que le Flysch du Pinde dépasse l'Eocène; tout au plus, peut-il comprendre la partie inférieure de l'Oligocène (voir suite de ce chapitre).

Il n'en est pas de même du Flysch ionien qui, commençant seulement au Lutétien supérieur comprend, toujours selon RENZ et SILVESTRI, le Lutétien supérieur, l'Auvervien, le Ludien, le Lattorfien, le Rupélien, (avec *Numm. intermedius - fichteli* MICH.).

RENZ (1940, p. 11) indique à ce propos que, plus à l'W, dans la zone ionienne, le Flysch se poursuit, très fossilifère, jusque dans l'Aquitanién et même le Burdigalien.

Enfin, J. AUBOUIN, dans une Note récente (1955), décrit en détail le passage des calcaires maestrichtiens du Pinde méridional au Flysch, dans les premiers niveaux duquel il a découvert une microfaune appartenant au Maestrichtien terminal et au Danien.

En ce qui concerne non plus notre région ou ses abords immédiats, mais l'ensemble de la péninsule hellénique et des régions voisines, on sait que le Flysch a été distingué, en tant que formation, dès les premières explorations géologiques et a été le plus fréquemment attribué au Tertiaire ancien, bien que, ainsi que je l'ai noté à propos de HILBER, d'autres appréciations de son âge aient été proposées.

Les calcaires éocènes ont été séparés des calcaires crétacés en 1887 par PHILIPPSON, sur la base de ses découvertes de Nummulites dans le Péloponnèse.

En Albanie, la présence de formations à Nummulites a aussi été signalée depuis longtemps, notamment par AMI BOUÉ et VIQUESNEL; CVIJIC (1901) mentionne des Nummulites dans le Flysch, qu'il attribue au Tertiaire ancien, VETTERS (1906) cite quelques noms d'espèces ou de genres éocènes provenant du Flysch des environs de Scutari.

J. BOURCART (1922) signale une faune lutétienne des calcaires de l'Ostrovica avec *N. Heeri* DE LA HARPE, *N. pustulosus* DOUV. Du Flysch, il rapporte une faune priabonienne avec *N. budensis* HANTKE, *Pecten arcuatus* BROCCHI, *Isastrea affinis* REUSS, *Cerithium diaboli* BRONGN. etc. Ces trois dernières formes se retrouvent à Krushova Gorës, dans les dépôts transgressifs de la bordure occidentale du Sillon, mais accompagnées de Mollusques et de Polypiers dont un grand nombre représentent le Sannoisien ou même le Stampien, de sorte qu'il pourrait s'agir déjà du début de l'Oligocène. Par contre, les niveaux fossilifères du Priabonien inférieur ou même, peut-être, de l'Auvervien, à Golik, Kaqel, etc. (c'est-à-dire dans le Sillon, vers sa bordure orientale, sur la rive droite du Skumbi), sont «ravinsés et recouverts en transgression par les conglomérats helvétiques à Golik, les calcaires à *Lithotham-*

nium burdigaliens à la Selle Verte (Krëčkova), par des grès à écailles de *Clupea*, probablement aquitaniennes, à Selce Siperme, par les marnes et lignites rupéliennes à *Natica crassatina* (horizon de Mborja)». (J. BOURCART, 1922, p. 70).

Une émigration a donc séparé ici l'Eocène des couches transgressives du Sillon.

Notons que dans le Sillon du Vardar, la série transgressive est plus ancienne et comprend l'Eocène (marnes et grès à *Clavulina szaboï* de la région de Thessalonique, J. BOURCART 1919).

Divers auteurs ont tenté d'établir des subdivisions dans le Flysch, en particulier dans celui d'Albanie.

NOWACK (1922, 1923, 1926) propose, à la suite de ses travaux dans l'Albanie extérieure (moitié SW du pays, Malakstra, moyen Shkumbi, régions de Valona, Durazzo, Tirana), une subdivision du Flysch en trois termes: inférieur (Eocène sup.), moyen (Oligocène), supérieur (Miocène inférieur). Les Nummulites, peu nombreuses et provenant également des calcaires éocènes ont été étudiées par LIEBUS (1928) et ROZLOZNIK (1929).

Madame de CIZANCOURT (1930) reprend les subdivisions de NOWACK, mais, ayant étudié la région de Scutari (donc, comme l'ont remarqué J. BOURCART et NOWACK, la zone du Tsoukali, prolongement de celle du Pinde - Oloros), les termes qu'elle distingue sont plus anciens. Un Flysch rouge inférieur, que nous allons retrouver, lui a fourni une faune cuisienne - infralutétienne avec *Operculina canalifera*; un niveau conglomératique terminal est attribué par Madame de CIZANCOURT au Priabonien «au plus tard à la base de l'Oligocène» (op. cit. p. 202). Selon NOWACK, les conglomérats devaient correspondre à l'Oligocène.

En résumé, on voit qu'il est impossible d'établir des corrélations généralisées entre les faciès lithologiques et les niveaux stratigraphiques du Flysch. Il semble plus intéressant de souligner les variations de faciès et les décalages qui existent d'une région à l'autre, afin de tenter de retracer les mouvements, sans doute infiniment divers, de la chaîne en voie de formation.

Le schéma proposé par C. RENZ apparaît comme le cadre le plus propice à une telle étude; je rappelle donc que dans ce schéma, l'Eocène des diverses zones se présente avec les faciès suivants:

- a: zone de Paxos: calcaires à Foraminifères, calcaires en plaquettes («Paxoskalk»);
- b: zone adriatico-ionienne: Paléocène représenté par des calcaires en plaquettes avec nombreux lits de jaspes et de silex gris, contenant divers Foraminifères dont *Miscellanea miscella*¹ D'ARCH; calcaires lutétiens à Nummulites: Flysch auversien (ou lutétien sup.) - priabonien (se poursuivant dans l'Oligocène);
- c: sous-zone de Tripolitza: calcaires sombres, paléocènes, avec *Rotalia trochidiformis* LMK. etc., calcaires lutétiens à grandes Num-

1. Listes de fossiles, dans RENZ 1945.

mulites (*N. complanatus* LMK.) atteignant en Crète jusqu'à 14 cm de diamètre (calcaires souvent gris ou noirs); invasion du faciès Flysch vers le Lutétien sup.-Auversien, comme dans la zone précédente, avec d'importantes fluctuations dans un sens ou dans l'autre, les calcaires pouvant monter jusque dans le Priabonien (Crète, RENZ 1946, p. 284) avec *Halkyardia minima* LIEBUS (du Priabonien de l'Apennin) et nombreuses autres formes; vers l'E, au contraire, le Flysch pourrait débiter dès le Lutétien inf. ou même l'Yprésien;

d : zone du Pinde - Olonos : l'Eocène est entièrement représenté par le Flysch, les derniers bancs calcaires appartenant, nous l'avons vu, au Maestrichtien¹ avec des niveaux fossilifères reconnus à l'Yprésien (rares) au Lutétien (plus fréquents), à l'Auversien (cf. DALLONI), au Ludien et «en général à l'Oligocène». J'ai déjà indiqué qu'une certaine confusion de termes paraît être à l'origine de cette dernière assertion.

Comme dans la zone précédente, l'invasion du faciès Flysch peut être plus tardive, notamment à l'W de la zone.²

e : zone du Parnasse - Kiona : comme dans la zone précédente, le Flysch, commençant vers le Danien, envahit tout l'Eocène. RENZ signale l'abondance des conglomérats dans le Flysch des massifs du Parnasse et du Kiona, ainsi que la rareté des gisements fossilifères jusqu'à présent reconnus dans le Flysch de cette zone; il mentionne *Alveolina elongata* D'ORB. du Lutétien;

f : zone de la Grèce orientale : l'Eocène rapporté par RENZ à cette zone - c'est-à-dire l'Eocène qui surmonte le Crétacé recouvrant le complexe ophiolithique - ne se distingue en rien de celui de la zone précédente.

Précisions sur l'emploi du mot «Flysch».

Comme dans les Alpes, le mot «Flysch» désigne, dans notre région, un ensemble de terrains ayant un certain faciès, qui est d'ailleurs décrit un peu plus loin; cependant, employé seul et sans qualificatif, comme nous avons vu que l'usage s'en était imposé, il désigne aussi une formation déterminée et, dans ce sens, il ne peut se définir qu'en conjonction avec l'histoire orogénique du système montagneux qui nous intéresse.

Le faciès des terrains appelés «Flysch» dans notre région, dans les régions voisines et sans doute dans l'ensemble des Dinarides, correspond très exactement à la définition la plus stricte du Flysch alpin et les occasions d'éten-

1. Plus au N, il semblerait que les calcaires puissent monter plus haut. J'ai remarqué des blocs de calcaires à Nummulites provenant du Grammos. J. BOURCART a décrit une faune de l'Eocène inf. dans les calcaires de l'Ostrovica qui, tant par sa position que par la présence de radiolarites, etc. doit, comme J. BOURCART l'a lui-même remarqué (1926), appartenir à la zone du Pinde-Olonos-Tsoukali.

2. J. AUBOUIN a recueilli des calcaires peut-être éocènes dans le Tsoumerka, au front occidental des monts Lakmon (communication verbale).

dre le terme, par des analogies un peu lâches, à des faciès présentant quelques ressemblances avec le Flysch *sensu stricto* semblent avoir été moins nombreuses que dans les Alpes. Le plus souvent, en effet, le Flysch surmonte de grands ensembles de terrains ne comportant, nous l'avons vu, aucune intercalation pouvant être qualifiée de Flysch; seuls peuvent prêter à quelque confusion les niveaux gréseux de la base du Crétacé transgressif, dans les zones internes; effectivement, ces niveaux sont parfois qualifiés de «Flysch crétacé».

Certains terrains peuvent aussi être involontairement confondus avec le Flysch: ainsi, à condition d'envisager un certain métamorphisme, les schistes noirs sous-jacents aux péridotites.

Enfin, certaines formations (Oligocène du Sillon, Miocène transgressif de la zone adriatico-ionienne) peuvent présenter des faciès si identiques à ceux du Flysch que seule une définition de celui-ci ne s'appuyant pas exclusivement sur des considérations de faciès, mais aussi sur des considérations orogéniques, peut éviter qu'elles ne soient désignées par le même terme. Or, un élargissement excessif de l'acception de ce terme serait source de confusion.

Du point de vue des faciès, le Flysch se présente comme un ensemble généralement puissant de terrains détritiques constitués par une alternance caractéristique et souvent très régulière (Pl. VII, fig. 5 et 6) de sédiments fins — pélites, schistes argileux ou marneux — et de bancs plus grossiers, généralement gréseux, plus rarement bréchiques ou conglomératiques.

Parfois, les sédiments fins dominent, des bancs de grès d'une vingtaine de cm d'épaisseur étant séparés par plusieurs mètres de marnes ou de schistes marneux. Parfois au contraire, les grès peuvent s'accumuler sur des centaines de mètres (W de Metsovon), coupés seulement de minces lits fins, avec, de place en place, cependant, quelques réapparitions des alternances régulières du Flysch.

Les lits de conglomérats sont relativement rares, mais des galets peuvent localement s'accumuler sur plusieurs dizaines de mètres. Les conglomérats et les microbrèches (éléments de quelques mm de diamètre) permettent d'observer à l'oeil nu un caractère très typique du Flysch, à savoir la présence constante d'apports terrigènes accompagnant les éléments plus grossiers. Les galets sont souvent loin d'être contigus, étant emballés dans une gangue argileuse ou marneuse, généralement sombre; aussi, marnes, grès et conglomérats du Flysch sont-ils presque également imperméables.

Ce caractère apparaît nettement à l'examen microscopique des grès du Flysch qui sont constitués par des grains anguleux, de dimensions variées,¹ emballés dans un ciment fin, contenant presque toujours une forte proportion de calcaire (Pl. XV, fig. 3, 4 et 5). Le triage des grains est d'autant plus poussé que la roche est plus fine, pélitique (Pl. XV, fig. 6).

Les éléments des grès du Flysch de notre région sont formés tantôt principalement de quartz (Pl. XV, fig. 3), tantôt de débris de calcaire et d'ophio-

1. Madame RECH-FROLLO (1939) a créé le terme «grès anisométriques» pour souligner l'absence de triage des éléments de ces grès du Flysch.

lithes (Pl. XV, fig. 4 et 5). Les fossiles sont rares dans le Flysch. Les gros Foraminifères se trouvent dans les grès grossiers; ils sont brisés et leur présence dans ces bancs est liée au triage.

Les bancs de grès sont d'épaisseur régulière. S'ils s'amincissent dans une direction quelconque, c'est sur une distance considérable qui échappe à l'observation dans cette formation très plissée. Le transport des matériaux grossiers peut avoir été assuré par des courants de turbidité, selon l'explication de KUENEN;¹ il est certain, en tous cas, que le pouvoir de flottaison des eaux chargées de matériaux détritiques fins devait être considérablement augmenté. J'ai observé des exemples de «graded-bedding», mais, n'ayant pas recherché systématiquement ce type de dépôt, je ne saurais affirmer qu'il soit très répandu.

Les galets et les débris anguleux emballés dans des marnes paraissent avoir été entraînés par des coulées boueuses descendues de terres émergées et ayant donné lieu, à leur arrivée dans la mer, à des courants de turbidité qui contribuaient au transport des éléments de gros calibre. Certaines accumulations de galets sont étroitement localisées et nous permettront de reconstituer l'état de la chaîne au moment de leur dépôt.

Si les courants de turbidité peuvent rendre compte du transport et de l'étalement des éléments détritiques, la cause première de ces courants, surtout de leur répétition rythmique, demeure matière à spéculation. KUENEN, HEEZEN et EWING² ont montré que des secousses sismiques peuvent déclencher des courants de turbidité; il est donc possible que l'orogénèse ait procédé par ébranlements répétés dont le Flysch nous aurait conservé la trace; on peut également penser que des terres nouvellement émergées aient été particulièrement vulnérables vis-à-vis des agents d'érosion et que chaque perturbation atmosphérique ait pu se traduire par un puissant arrivage déritique. Le problème des alternances lithologiques nous ramène donc à celui des relations du Flysch et de l'orogénèse, autrement dit à la recherche des critères orogéniques du Flysch. La question a été abondamment traitée, notamment par J. TERCIER (1947), et l'on se bornera ici à en souligner quelques aspects qui intéressent directement notre région.

L'Oligocène (et même le Miocène) du sillon méso-hellénique présente parfois des faciès à alternances lithologiques tellement identiques à ceux du Flysch qu'il peut être difficile de l'en distinguer. Or, aussi bien sur le terrain que du point de vue de l'histoire de notre région, il importe (selon l'expression de J. TERCIER à propos du Flysch et de la Molasse) de distinguer aussi nettement que possible le Flysch de l'Oligo-Miocène du Sillon.

Sur le terrain, lorsque le faciès de l'Oligo-Miocène est trop voisin de celui du Flysch et qu'il peut y avoir ambiguïté du fait de la proximité géographique des deux formations, on a recours à une distinction tectonique: le

1. cf. M. I. NATLAND and P. H. KUENEN: Sedimentary History of the Ventura Basin, California, and the Action of Turbidity Currents *Soc. of Econ. Pal. and Min. Spec. Publ.* No 2, pp. 76-107, Nov. 1951.

2. cf. The Grand Banks turbidity currents *Am. Journ. Sc.*, Vol. 250, Décembre 1952.

Flysch est généralement fortement plissé tandis que l'Oligocène est, le plus souvent, régulièrement incliné.

Cette distinction empirique exprime un fait fondamental: le Flysch a participé aux mouvements orogéniques majeurs qui ont donné naissance à la chaîne tertiaire tandis que les couches du Sillon (comme l'Helvétien des synclinaux épirotes) sont totalement discordantes sur les formations antérieures plissées, parfois sur le Flysch lui-même.

La formation «Flysch» se trouve donc stratigraphiquement située par rapport aux événements orogéniques. Que l'apparition du faciès Flysch corresponde au début des mouvements orogéniques, cela ne peut faire aucun doute: la coïncidence est trop parfaite; plus tardive est cette apparition, plus tardifs les plissements, qui l'ont toujours suivi de près. Par contre, le Flysch est antérieur au paroxysme qui a imparti à la chaîne les traits essentiels de sa structure. En d'autres termes, le Flysch est une formation *syn cinématique* mais *anté tectonique*¹. Bien que certains mouvements se poursuivent par la suite, bien que les terrains qui se déposent en discordance sur les structures acquises (et qu'il convient d'assimiler aux Molasses) puissent présenter un «faciès Flysch», ce serait une source de confusion que de désigner l'une et l'autre formation par un même terme.

Ajoutons enfin que, dans les Dinarides, le dépôt du Flysch n'est pas limité aux zones ayant un caractère de fosse, un caractère de géosynclinal: il s'est étendu indifféremment, bien qu'avec un décalage dans le temps, à la zone du Pinde-Olonos, où se préparaient des plis souples, et à la zone de Tymphé, zone de hauts fonds, à soubassement rigide.

Le dépôt du Flysch est lié à une double condition exprimant un état particulier de la chaîne à un moment donné:

1.—l'existence de certains reliefs en voie d'émersion;

2.—l'immersion de la plus grande partie de la future chaîne pendant la période de préparation aux plissements. Il est nécessaire, autrement dit, que l'émersion ne précède pas le plissement, ce qui est le cas de certaines chaînes sans Flysch, par exemple du Jura. Ce sont donc encore les mécanismes profonds de l'orogénèse et les rapports entre les continents et les océans qui s'expriment par le dépôt du Flysch.

La coexistence d'une immersion généralisée et d'émersions localisées explique que, si en règle générale, le Flysch est concordant sur les formations sous-jacentes, il peut aussi, localement, être légèrement discordant ou transgressif.

1. *Syn cinématique*: contemporaine des mouvements précurseurs des plissements, qui se traduisent par l'émersion de certaines parties de la chaîne; *anté tectonique*: antérieure au plissement principal sur le lieu de son dépôt. Ce second terme est, nous l'avons vu, nécessaire à la définition pour distinguer les Molasses des Flysch.

L'Eocene au NE du Sillon Meso - Hellenique

Dans le détroit de Kozani, les calcaires à Pénéroplidés, que nous avons pu rapporter au Danien, sont surmontés en concordance par une série détritique qui, tant en raison de sa position stratigraphique que de son faciès lithologique voisin du Flysch, doit être attribuée à l'Eocène.

Ces formations n'ont été conservées qu'en deux endroits : au S du plateau calcaire de Pournari et au centre du chaînon de Vigla.

Dans la cuvette centrale du chaînon de Vigla, cette série comprend, de bas en haut :

- pélites marneuses, gris sombre, se délitant en plaques fines ayant moins de 1 cm d'épaisseur, constituées de très petits grains de quartz anguleux dans un ciment argilo - calcaire. Traces douteuses d'organismes à la surface des plaques. Aucune microfaune. Epaisseur : 60 m environ.
- grès et marnes grises, en alternances de type Flysch : 30 m environ.
- marnes sableuses et sables rouges graveleux à éléments calcaires, ophiolithiques et cristallins : quelques mètres.

Faible discordance angulaire.

- conglomérats continentaux (probablement oligocènes et miocènes).

Au S du Pournari (3 km au N du gisement précédent), la série détritico-



Fig. 43. Position des couches détritiques post-crétacées (éocènes-miocènes) dans le centre du Chaînon de Vigla.

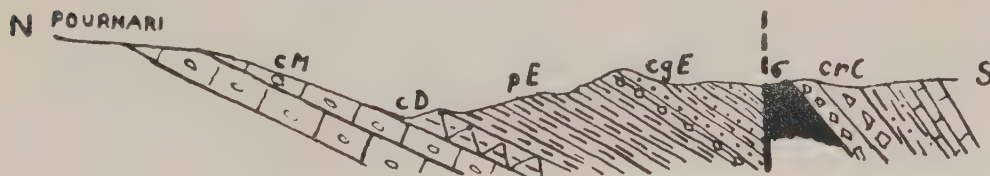


Fig. 44. Couches détritiques éocènes au S du Pournari (extrémité N du chaînon de Vigla).

- cgM : conglomérats de Métamorphosis (Miocène, peut-être Oligocène).
- cgE : conglomérats et grès du sommet de l'Eocène.
- pE : pélites noires très fissiles (Eocène).
- cD : calcaires daniens à Pénéroplidés ou à Miliolites.
- cM : calcaires maestrichtiens.
- σ : serpentines.
- crC : couches rouges, base de la transgression crétacée.

que repose sur des calcaires sombres, en lits minces, qui n'ont révélé que des Miliolles, des Globigérines et des loges isolées de *Globotruncana stuarti*; elle comprend, de bas en haut :

- pélites fissiles identiques aux précédentes, 60 m ;
- alternances de marnes et de grès micacés ; les grès contiennent des grains anguleux de quartz, de rares feldspaths, de calcite, de chlorite, de serpentine et de magnétite. Une plaque a révélé la présence d'un petit Foraminifère marin, spiralé, probablement un Rotalidé ;
- un banc de conglomérat avec, en abondance, des galets cristallins ;
- marnes et grès tendres micacés.

La partie supérieure de la série, qui plonge assez vigoureusement vers le SE, est coupée par une faille.

Conclusions. La surrection du massif pélagonien.

La présence de ces niveaux détritiques et, en particulier, des matériaux cristallins que l'on y trouve, témoigne d'une reprise de l'érosion sur les rives du détroit de Kozani. Cette reprise de l'érosion est assurément la conséquence de la surrection du massif pélagonien et cette surrection est certainement l'une des sources de l'énorme masse de matériaux clastiques qui s'est déposée à la même époque, dans les zones externes, sous la forme de Flysch. Ici dans son voisinage immédiat, on peut suivre la progression de cette surrection dans les variations granulométriques de la série déritique : modeste d'abord - dépôt des pélites finement stratifiées - elle s'est accentuée par la suite, provoquant l'arrivée des matériaux grossiers et des galets.

Cette série déritique éocène du détroit de Kozani peut être assimilée au Flysch, dont elle présente, dans ses parties moyennes, les alternances caractéristiques. Elle présente pourtant quelques particularités, dues sans doute à l'exiguïté du bassin : les pélites gris - sombre, finement stratifiées, n'ont nulle part leur équivalent dans le Flysch des zones externes ; elles évoquent une sédimentation tranquille dans une étendue d'eau restreinte et abritée ; ces conditions étaient tout à fait normales, faisant suite à celles qui permirent la prolifération des Pénéroplidés. D'autre part, les niveaux terminaux suggèrent l'émersion ou le comblement du bassin alors que dans les zones externes, les plissements semblent être intervenus alors que les processus de sédimentation étaient encore en pleine action.

Ces particularités sont évidemment dues à des circonstances locales ; on sait, en effet, que du Flysch typique s'est déposé dans des secteurs plus largement submergés des zones internes, tels que l'Eubée moyenne et les zones internes de Yougoslavie.

L'EOCENE DANS LE SILLON MESO - HELLENIQUE

Ainsi que nous le verrons dans le chapitre suivant, les couches de base du Tertiaire du Sillon, telles qu'on peut les observer, dans notre région, le long de leur bordure SW, sont représentées presque partout par l'Oligocène (Stampien ou, tout au plus Sannoisien) transgressif et reposant, généralement par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, sur des formations plus anciennes plissées et érodées, principalement sur les ophiolithes.

On doit en conclure qu'à l'Eocène correspond, dans cette partie du Sillon, une période d'érosion active ayant déblayé d'abord la couverture crétacée des ophiolithes, puis les ophiolithes elles-mêmes.

Pourtant, l'Eocène apparaît dans certaines parties du Sillon, soit que l'émersion n'ait pas été générale, soit que la transgression ait pu s'établir par endroits plus précocement. Je rappelle que J. BOURCART (1922) a découvert l'Eocène (Auversien - Priabonien) dans la partie nordorientale du Sillon, au N de la grande faille transversale de Koritsa (c'est-à-dire, notons-le en passant, sur le compartiment effondré de cet accident). La carte de NOWACK (1929) y représente également de l'Eocène.

Dans la partie du sillon méso-hellénique qui traverse notre région, il existe également un secteur où la transgression a dû s'établir plus tôt, selon toute apparence un peu avant la fin de l'Eocène. Ce secteur se situe en face du Vourinos, dans le prolongement vers le SW du détroit de Kozani - et c'est là, évidemment, beaucoup plus qu'une coïncidence.

Comme tous les niveaux de base du Sillon, ceux qui nous intéressent ici n'apparaissent que sur sa bordure SW, en raison du relèvement général des couches dans cette direction. La limite des formations tertiaires dessine ici un rentrant, une sorte de «golfe» vers le SW, qui témoigne, comme nous le reverrons dans l'étude structurale, de l'affaissement de ce secteur par rapport à ceux qui l'encadrent. Ce rentrant a environ 20 km de largeur, entre les villages de Micro-Livado, au NW, et le Katafighi, au SE (fig. 45); nous l'appellerons «golfe de Krania», du nom du village qui en occupe la partie centrale.

La succession qui se présente ici est un peu différente de ce qu'elle est dans les autres parties du Sillon, mais ces différences ne sont pas telles qu'elles apparaissent de prime abord.

Sur les ophiolithes (dolérites), les conglomérats montrent une prédominance d'éléments anguleux; ils sont fortement cimentés et, étant vigoureusement redressés (fig. 46), ils forment une longue arête, à mi-pente des massifs ophiolithiques («Roche Percée», au-dessus de Microlivado). Ils sont surmontés par une épaisse série de marnes coupées de grès, puis de grès et de marnes alternés dont l'épaisseur totale dépasse 1.000 m; c'est là, nous le verrons une succession presque normale pour la bordure SW du sillon méso-hellénique. Cependant, alors que les couches de base du Sillon sont normalement fossilifères, celles-ci ne m'ont fourni, pendant longtemps, aucun fossile; par contre, des niveaux à Mollusques stampiens se rencontrent près du village de Kipurio,

c'est-à-dire à environ 10 km au NE de la bordure du Sillon et à plus de 1.000 m au dessus des niveaux de base (fig. 45): c'est là une première singularité de cette série.

Seconde singularité: 3 km environ au SW de Kipurio, affleurent des conglomérats ophiolithiques rouges, surmontés de marnes et de grès rouges.

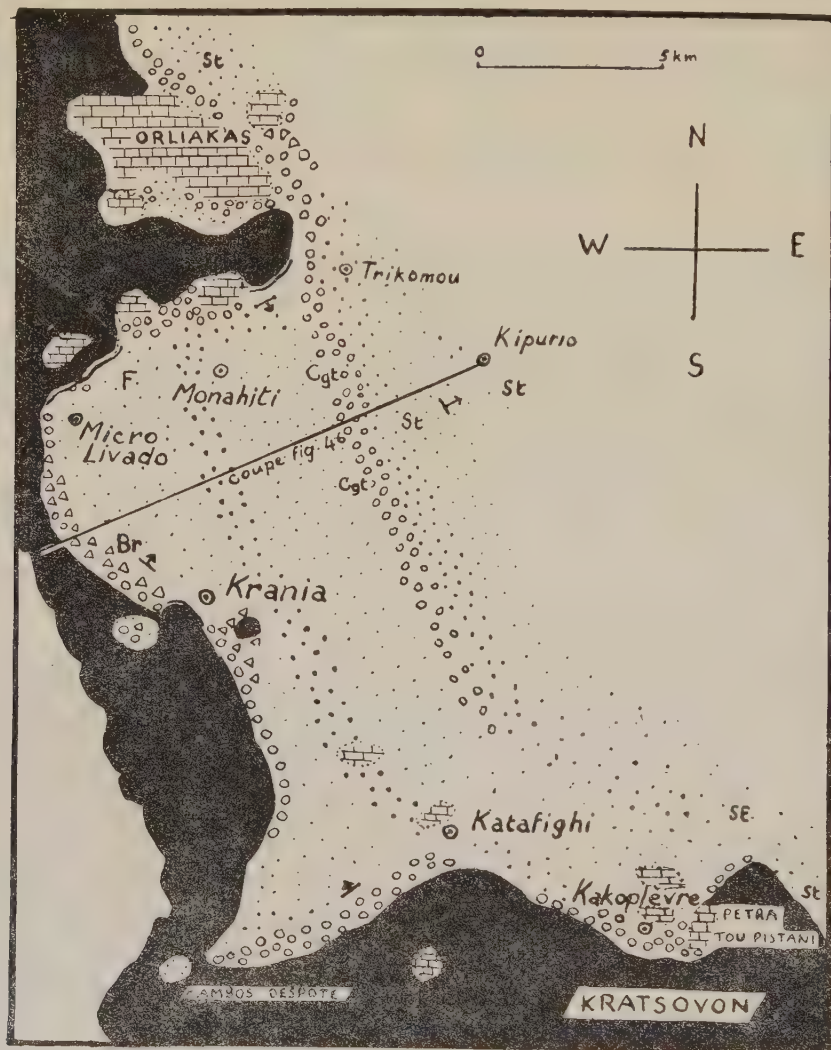


Fig. 45. Esquisse géologique du «golfe» de Krania.

- En noir : ophiolithes.
- Maçonnerie : pointements de calcaires mesozoïques en bordure du Sillon.
- Br : conglomérats et brèches de base, probablement éocènes.
- Cgt : conglomérats rouges (base du Stampien).
- Pointillé : séries grés-marneuses (points appuyés : grès dominants).
- F : gisements de Foraminifères (voir p. 153).
- St : gisements de Mollusques stampiens.

tout à fait identiques aux formations de base ordinaires de l'Oligocène du Sillon. J'ai d'abord attribué cette réapparition à un accident qui se serait trouvé sur le parcours de la limite réelle,¹ quasi rectiligne, du Sillon, la présence du «golfe de Krania» s'expliquant alors par un affaissement postérieur, un synclinal dissymétrique et faillé; cet accident existe d'ailleurs et il se manifeste par des plissements et des pendages inverses au SW des conglomérats (fig. 46), mais son importance paraît réduite, eu égard à l'épaisseur des formations considérées.



Fig. 46. Coupe schématique à travers le golfe de Krania.

Figuré et lettres comme dans la figure 45.

Finalement, j'ai découvert des Foraminifères dans les couches sous-jacentes aux conglomérats, plus précisément dans les grès et les marnes, en face du village de Micro-Livado, sur la rive droite de la rivière. Cette faune de Foraminifères, abondante en individus, a été déterminée par M. ABRARD et comprend :

Nummulites lucasi DEFR.

Nummulites incrassatus DE LA HARPE, ou *vascus* J. DE LAP.

Discocyclina sp.

N. lucasi milite en faveur de l'Eocène supérieur; la présence possible de *N. vascus* laisse par contre planer un doute et, si elle était confirmée, situerait ces couches dans le Sannoisien. Cependant, je n'ai point trouvé, en dépit de recherches, de Foraminifères semblables dans les couches de base d'autres parties du Sillon.

Quoi qu'il en soit, il est certain que la mer s'est avancée dans cette partie du Sillon avant que l'ensemble de celui-ci ne fut envahi par les eaux. Fait intéressant, qui vient confirmer la précocité relative de cette transgression locale, les couches à *Nummulites* sont, par endroits (environs de Krania et de Micro-Livado) légèrement chevauchées par les ophiolithes, les brèches de base étant même renversées sur les marnes et les grès; l'ensemble est, au N de Micro-Livado, recouvert par quelques lambeaux de conglomérats discordants. Dans les parties du Sillon où les couches de base datent de l'Oligocène, ces dernières n'ont subi qu'un relèvement régulier, avec toute la série qui les surmonte, relèvement dû aux mouvements post-miocènes. Au contraire, le fait que les couches de base dans le «golfe de Krania» aient été isolément engagées

1. Ou «limite tectonique» du Sillon. cf. IIIe partie, Ch. IV.

dans des mouvements assez intenses et chevauchées montre que la transgression s'est établie ici antérieurement aux plissements majeurs qui ont déclenché l'envahissement général du Sillon par la mer et qu'il y avait déjà ici une dépression vers laquelle se sont effectués les recouvrements.

Une dernière remarque au sujet de l'Eocène dans le Sillon : les couches de base de celui-ci ne sont observables, dans notre région, que sur sa bordure occidentale, fortement relevée ; la possibilité demeure que la transgression se soit avancée plus tôt dans ses parties axiales (l'axe structural du Sillon est fortement déporté vers le NE).

Effectivement, J. BOURCART (1922) a décrit plusieurs coupes le long de la grande faille transversale de Koritsa, en Albanie. Ces coupes successives permettent de constater que les niveaux inférieurs à *Cerithium diabolii* que l'auteur rapporte au Priabonien (en soulignant, p. 79, § 5, que l'on y trouve également de nombreuses formes sannoisiennes ou stampiennes), ne se trouvent que dans la section la plus orientale, celle de Plasa Kolibé ; plus au SW, la série transgressive commence par des niveaux à coraux et Mollusques stampiens. Sous les marnes à *Cerithium diabolii* se trouvent, à Plasa Kolibé, des grès rouges très durs, rapportés à l'Auversien, directement transgressifs sur les calcaires crétacés et les serpentines, et témoignant sans doute de la phase d'émersion qui s'étendit, dans cette partie du Sillon, à la plus grande partie de l'Eocène.

L'Eocène supérieur marin, fossilifère, est par contre bien développé, comme je l'ai déjà indiqué, au N de la faille de Koritsa, sur son compartiment effondré. Il est raviné et recouvert en transgression par l'Oligocène ; cette partie du Sillon a donc subi une émersion tardive et de courte durée.

Conclusion.

L'histoire du Sillon pendant l'Eocène est donc particulière et diverse. Si une émersion paraît s'être toujours produite avant l'invasion de la mer oligocène, son ampleur et sa durée ont varié suivant les endroits. C'est bien là l'image d'une zone intermédiaire entre un continent (le massif pélagonien) et la mer ouverte où le Flysch a succédé normalement aux séries compréhensives mésozoïques.

Il est intéressant de noter une fois de plus, et de manière plus tangible à mesure que l'on considère des époques plus récentes, que des accidents transversaux qui sont un trait de la structure actuelle (détroit de Kozani, « golfe de Krania », faille de Koritsa) étaient déjà individualisés avant la phase majeure de diastrophisme à laquelle sont dus les traits essentiels de la structure longitudinale de la chaîne.

L'EOCENE AU SW DU SILLON MESO - HELLENIQUE

Le Flysch du Pinde.

Nous savons que dans la zone du Pinde - Olonos, comme aussi dans le Pinde septentrional, le dépôt du Flysch a débuté dès la fin du Maestrichtien et s'est poursuivi pendant tout l'Eocène.

Par son épaisseur, et aussi par le fait que, déposé dans une fosse, il s'est trouvé ensuite comprimé et replié maintes fois sur lui-même, le Flysch du Pinde répond parfaitement à la définition formulée par ARGAND d'une «formation de géosynclinaux en voie de fermeture».

Bien que certains niveaux, et notamment les couches rouges semblent caractéristiques, les faciès du Flysch du Pinde varient considérablement d'un secteur à l'autre. En outre, en bien des endroits, l'extrême écrasement, l'empilement des couches les unes sur les autres, paraissent devoir interdire toute reconstitution stratigraphique. Cependant, je me suis efforcé, là où cela était possible ou même nécessaire - comme dans la région de Metsovon, où l'on doit distinguer plusieurs écailles superposées dans le Flysch - d'y établir certaines coupures fondées sur des faciès facilement reconnaissables.

Les niveaux que j'ai pu définir d'après leur faciès lithologique sont au nombre de cinq ; trois d'entre eux apparaissent d'une manière très nette et très constante dans les écailles du Flysch aux environs de Metsovon, soit au NW de cette petite ville, au-dessus du village de Khrissovitza (fig. 59 et pl. VII, fig. 1), soit au SE. entre Anilion et Guzel Tépé ;¹ les deux autres, à savoir l'inférieur et le supérieur, ont, d'une part, une apparence moins caractéristique et, d'autre part, sont soit laminés, soit aussi, comme c'est le cas pour le niveau supérieur, ont été froissés indépendamment des précédents en plis d'accumulation devant un front de nappe, ce qui ne facilite pas l'analyse stratigraphique.

Ces cinq subdivisions sont les suivantes, de haut en bas :

- e : Flysch terminal, grés-marneux normal et conglomératique
- d : Flysch gréseux
- c : Flysch pélitique en lits minces
- b : Flysch rouge
- a : Flysch de base, grés-marneux normal.

La qualification «grés-marneux normal» s'applique au Flysch constitué de bancs de grès et de marne d'épaisseur à peu près semblable (de l'ordre de 10 à 50 cm) alternant régulièrement.

1. Mots turcs signifiant «jolie colline, ou sommet». Ce sommet, en pente herbue vers le SE, fort abrupt, au-dessus de bois de hêtres et de sapins, vers le NW, est, en effet, en même temps qu'agréable, un splendide point de vue sur le pays de Zagoria au NW, les crêtes déchiquetées des monts Lakmon à l'W, les montagnes boisées du bassin de l'Acheloos au S, puis le haut Pénée et le sombre Pinde septentrional. C'est là que passait l'ancienne frontière turco-hellénique.

a : Flysch de base. Le passage des calcaires maestrichtiens du Pinde-Olonos au Flysch s'opère d'abord par intercalations de lits marneux entre les lits calcaires, puis par disparition de ceux-ci au profit de lits de grès. Ce passage ne peut s'observer que dans le Pinde méridional, sur le versant oriental des monts Lakmon, où l'on peut voir, sur plusieurs dizaines de km, les calcaires plonger vers le NE sous le Flysch (fig. 47 et Pl. V, fig. 1).

Les derniers bancs de la masse calcaire contiennent encore une faune maestrichtienne avec *Globotruncana stuarti* DE LAPP, et des *Bigenerina* qui témoigneraient d'une influence littorale. Les échantillons provenant de bancs cal-

caires déjà inclus dans le Flysch se sont montrés nettement détritiques et sans microfaune. J. AUBOUIN (1955) a, par contre, trouvé une faunule maestrichtienne dans des bancs calcaires de la base du Flysch du Pinde oriental.

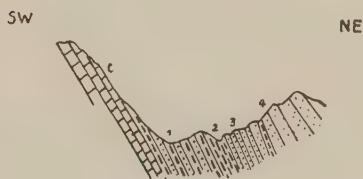


Fig. 47. Le Flysch au NE des Monts Lakmon.

- C : calcaires maestrichtiens.
- 1 : Flysch de base.
- 2 : Flysch rouge.
- 3 : Flysch pélitique en lits minces.
- 4 : Flysch gréseux.

Dans le Pinde septentrional, la disparition en profondeur des calcaires mésozoïques et la complexité structurale interdisent de délimiter nettement un Flysch inférieur; dans les écaïlles à l'W de Metsovon, il n'apparaît pas, les couches rouges ayant joué le rôle de «couches-savon».

Les pointements de calcaires bréchi-ques maestrichtiens de Tsouca (1726 m, angle SE du massif de Tymphé) sont surmontés par un Flysch assez différent du précédent, formés de lits marneux alternant avec des lits assez minces de calcaires marneux sublithographiques, brun clair ou un peu rouges, azoïques. Cet ensemble se fond rapidement dans la masse ultra-plissée du Flysch, mais, on voit réapparaître des faciès analogues en divers endroits dans ce secteur du Pinde, et parfois avec des épaisseurs considérables (sous les ophiolithes, flanc S du Tsouca Tsina, 20 km au NW de Metsovon; vallée de l'Asproptomatos, en aval de Périvoli, au premier confluent après celui de la rivière d'Avdéla, etc.).

b : Flysch rouge. Ce niveau, qui n'est pas très épais (de l'ordre de 60 m aux alentours de Khrissovitsa) est un excellent niveau repère, en raison de sa couleur, et peut être considéré comme indicatif du Flysch du Pinde,¹ car je n'ai jamais rencontré de niveau de cette teinte dans le Flysch ionien.

Le Flysch rouge est constitué principalement par des marnes schisteuses coupées de minces lits de grès fins, (Pl. VII, fig. 5) également rouges et calcaires. Ainsi constitué, le Flysch rouge a toujours joué le rôle de «couche-savon» et se trouve à la base de toutes les écaïlles de la région de Metsovon, souvent plus froissé que les niveaux sus-jacents, ce qui peut donner l'illusion d'une discordance (Anilion, en face de Metsovon).

1. Selon J. AUBOUIN, on ne le trouve plus vers le S, dans le Pinde oriental. Ceci confirmerait la relation entre le Flysch rouge et le développement des ophiolithes dans le Pinde septentrional (voir note infrapaginale p. 158).

Je n'ai pas trouvé de faune dans le Flysch rouge. Je rappelle, cependant, que Madame de CIZANCOURT a découvert une faune de Foraminifères cuisien (yprésien) dans des couches de même couleur aux environs de Scutari, donc dans le prolongement de la zone du Pinde-Olonos (zone du Tsoukali). Cet âge correspondrait tout à fait à la position stratigraphique des couches rouges dans le Pinde septentrional.

c : Flysch pélitique en lits minces. Ce niveau a sensiblement la même puissance que le précédent. Il est formé par des grès très fins (grains de quartz très petits, anguleux, assez bien triés, dans un ciment calcaire, (pl. XV, fig. 6), en lits très minces (Pl. VII, fig. 6). En raison de la multiplicité des lits, ce niveau joue, dans la topographie, le rôle d'une couche relativement tendre.

Vers sa partie supérieure apparaît, dans les alentours de Khrissovitza (sortie SE du village) un gros banc de grès calcaire microbréchéique contenant des Foraminifères nombreux, mais impossibles à dégager, donc à déterminer spécifiquement. En plaques minces, ils montrent surtout des Orthophragmines, des Amphistégines, des Gypsines, des Nummulites, des Assilines douteuses (fragments), enfin des algues calcaires.

d : Le Flysch gréseux. Les grès du Flysch du Pinde jouent un grand rôle dans la structure et dans le relief des environs de Metsovon. Ce sont eux qui constituent l'essentiel des beaux abrupts qui dominent la rive droite (N) du Metsovitikos et qui ont déterminé la structure en écailles assez rigides au-dessus du village de Khrissovitza (Pl. VII, fig. 1).

Ces grès sont gris, assez durs, de grain régulier, formés principalement de quartz anguleux, modérément hétérométriques, accompagnés de rares élé-

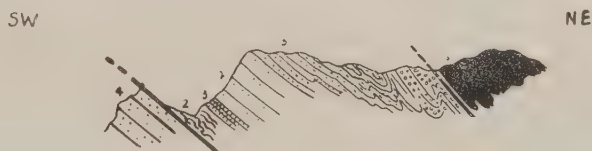


Fig. 48. Termes supérieurs du Flysch du Pinde.

ments chloriteux et serpentineux, dans un ciment calcaire; on y rencontre parfois de petites inclusions ligniteuses. Les bancs sont réguliers, de 20 cm à plus d'1 m d'épaisseur, et sont séparés par de très minces lits plus tendres, qui n'ont guère que la valeur de joints, sauf à certains niveaux où ils prennent un peu plus d'importance, les bancs de grès diminuant en même temps d'épaisseur.

La puissance totale des grès est variable. Elle atteint son maximum à l'W de Metsovon, au grand abrupt qui domine la vallée du Metsovitikos et le village de Votonossi, où elle dépasse 300 m, mais diminue tant vers le SE que vers le NW.

Vers le N, les grès disparaissent, enfouis sous des empilements de Flysch plus récent. On les retrouve au niveau du village de Vovoussa (22 km au NNW

de Metsovon), dans la profonde entaille creusée par l'Aoos au sein du Flysch de la demi-fenêtre de Périvoli. Ils y sont aussi surmontés par des masses de Flysch ultra-plissé, accumulé devant la nappe ophiolithique. L'Aoos recoupe encore les grès à une quinzaine de km en aval de Vovoussa, dans la bande assez restreinte (8 km de large) de Flysch qui est comprimée entre le front des ophiolithes et les calcaires du massif de Tymphé; mais ils sont loin d'y montrer la même puissance et d'y être individualisés aussi nettement qu'aux environs de Metsovon.

De même, vers le NE, aucune masse gréseuse de l'importance de celle de la région de Metsovon ne se manifeste dans les grandes étendues de Flysch très plissé qui apparaissent en fenêtres ou en demi-fenêtres au sein du domaine ophiolithique du Pinde septentrional. Cette carence a plusieurs causes: les grès sont enfouis sous des accumulations de Flysch plus malléable; lorsqu'ils apparaissent, ils sont brisés, donc moins remarquables (le Flysch écrasé conduit à un relief particulièrement mou); mais on est obligé d'admettre, également, que leur puissance s'amenuise dans cette direction.

Les grès représentent donc un faciès assez local et paraissent s'être accumulés principalement le long de la bordure occidentale de la fosse du Pinde-Olonos et surtout aux alentours, notamment au NW, du secteur de Metsovon. Bien qu'il soit téméraire de conjecturer sur l'origine de ces arrivages massifs de quartz, il paraît raisonnable de supposer qu'ils ont pu provenir de l'érosion du massif ancien de Thessalie (Kamvounia, Olympe): on sait en effet que l'érosion y a été particulièrement active, puisque la transgression oligocène s'y est avancée directement sur le Cristallin où ne sont demeurés que quelques lambeaux des couvertures triasiques et plus récentes.¹

e : le Flysch terminal. Il est incontestable que les grès sont surmontés par du Flysch où l'on retrouve les alternances régulières de marnes schisteuses et de grès, ainsi que des accumulations de conglomérats polygéniques (galets de calcaires, de radiolarites, d'ophiolithes et de cristallophyllien). L'âge auver sien-priabonien inférieur de ces niveaux conglomératiques peut aussi être précisé, grâce aux fossiles des microbrèches qui les accompagnent. Par contre, la puissance réelle et l'extension globale de ce Flysch terminal demeurent impossibles à apprécier en raison des plissements intenses qu'il a subis, de l'érosion qui a enlevé ses termes supérieurs lorsqu'il est moins bouleversé; enfin, aussi,

1. On peut pousser plus loin le jeu des hypothèses, à condition de ne pas perdre de vue leur caractère conjectural. Le schéma que l'on pourrait tracer serait le suivant:

1) Le Flysch de base correspondrait aux premières surrections, dans les zones internes: seuls, le Cristallin et les calcaires crétacés subissent l'érosion.

2) Le Flysch rouge correspond à l'érosion des ophiolithes débarrassées de leur couverture crétacée.

3) Le Flysch gréseux correspondrait au début d'affaissement du Sillon et de la zone marginale ophiolithique, que nous avons déjà constaté (transgressions éocènes restreintes dans le Sillon), et à une surrection accentuée du massif pélagonien.

4) Le Flysch terminal, avec ses conglomérats, coïnciderait avec le début des véritables plissements et des nappes.

parce que ses limites inférieures, définies par les grès sous-jacents, s'estompent avec ceux-ci, vers le NE.

Les niveaux microbréchiques ont fourni:¹

Nummulites incrassatus DE LA HARPE

Nummulites rouaulti D'ARCH.

Nummulites brongniarti D'ARCH.

Assilina exponens SOW.

Orthophragmina sp., *Alveolina* sp., *Amphistegina* sp.,

Gypsina sp., Globigérines, Bryozoaires, Radioles d'oursins, Glauconie.

C'est certainement dans un niveau voisin («haute vallée du Metsovitikos») que M. DALLONI a trouvé en outre :

Nummulites striatus BRUG.

Orthophragmina chudeaui SCHLUMB.

Orthophragmina nummulitica GUMB.

O. (Asterodiscus) stella GUMB.

Cette association indique l'Auversien ou le Priabonien inférieur.

RENZ a cité également (1930, p. 320 et 364) *Orthophragmina stellata* D'ARCH., strictement priabonienne (couches de Priabona du Vicentin) et non oligocène, au sens où l'on entend ce terme généralement. J'ai mentionné dans l'historique la confusion de terme² qui est à l'origine de l'extension par RENZ du Flysch du Pinde à l'Oligocène.

La présence de l'Oligocène dans le Flysch du Pinde ne me paraît pas avoir été démontrée. De toute façon, il ne pourrait s'agir que de l'Oligocène inférieur (Sannoisien) car, ainsi que je l'ai indiqué dans une note déjà ancienne (1939) et que je l'ai vérifié depuis, on peut voir au NW du village de Zuzel (bordure occidentale du Sillon, dernier village au S du Sarantaporos, au-delà duquel commence le Grammos), le Flysch du Pinde (avec *Assilina exponens*) plissé et recouvert en transgression par le Stampien fossilifère du Sillon qui contient à sa base des galets de grès du Flysch, ce qui est tout à fait exceptionnel.³ La sédimentation du Flysch du Pinde était donc, à ce moment-là, terminée.

Une observation du même ordre, mais présentant l'intérêt de venir du bord opposé (occidental) de la zone du Flysch du Pinde, vient confirmer la précédente: j'ai trouvé des galets de grès du Flysch du Pinde dans le Flysch ionien, au S du village de Khrissovitsa (W de Metsovon). Le Flysch du Pinde était donc exondé, plissé et même, comme nous le verrons, charrié, alors que le Flysch ionien - qui, lui, comprend incontestablement l'Oligocène - continuait à se déposer. L'exondation du Flysch du Pinde date donc de la fin de l'Eocène, au plus tard des débuts de l'Oligocène.

1. Gisement à l'extrémité SE des Politzès, NE de Metsovon, non loin de la route nationale, W du col de Katara. Déterminations de M. ABRARD.

2. Ludien inclus dans l'Oligocène par A. SILVESTRI.

3. En raison, comme nous le verrons plus loin, du recouvrement très extensif du Flysch du Pinde par la nappe ophiolithique au moment de la transgression oligocène dans le Sillon.

Les niveaux conglomératiques et microbréchiques se retrouvent fréquemment dans le Pinde septentrional, notamment dans la grande demi-fenêtre de Samarina; près du village de Panorama, on y retrouve: *A. exponens*, *mamillata*, *N. incrassatus* et des Orthophragmines.

L'EOCENE A L'W DU PINDE

A l'W de la zone occupée par le Flysch du Pinde, la sédimentation calcaire qui caractérisait le Crétacé s'est poursuivie pendant tout l'Eocène inférieur et la majeure partie du Lutétien. Le faciès Flysch n'apparaît que vers la fin du Lutétien et se poursuit jusque dans l'Oligocène: c'est le Flysch ionien.

1) Les calcaires éocènes.

Les calcaires éocènes affleurent largement dans le massif de Tymphé et la chaîne du Mitsikéli. Ils surmontent les calcaires crétacés en concordance absolue et sans changement de faciès notable. La limite entre les deux systèmes est donc forcément assez arbitraire.

Les calcaires éocènes sont mieux lités que les calcaires massifs à Hippurites qui les supportent. D'abord en gros bancs, ils passent, vers le haut, à des calcaires en bancs minces (Pl. VII, fig. 4) avec de petits lits et parfois des rogons de silex noirs.

Les lits calcaires, généralement gris-clair, plus rarement sombres, sont tantôt fins, sub-lithographiques, tantôt microbréchiques. Dans le premier cas, ils contiennent une quantité de Globigérines et autres Foraminifères planctoniques; dans le second cas, ils contiennent en outre des Orthophragmines, des Nummulites, etc. et beaucoup de Lithothamniées.

L'épaisseur totale des calcaires éocènes est de l'ordre de 200 m. On peut en relever de bonnes coupes dans le massif de Tymphé (escalier qui monte au village de Vradeto, face S du massif) ainsi que dans les gorges de l'Arakthos, au SE de Yanina, qui avaient déjà été signalées par M. DALIOLI.

Les échantillons prélevés dans les niveaux inférieurs ont fourni:

- Nummulites* cf. *lucasi* DEFR.
- Nummulites* cf. *guettardi* D'ARCH. et HAIME
- Globigerina* cf. *bulloides* d'ORB.
- Rotalia trochidiformis* LMK.
- Rotalia* aff. *mexicana* NEWT.
- Hantkenina* cf. *dumblei* CUSHM. (pl. XIII fig. 5)
- Chapmanina gassinensis* SILV.
- Gyroïdinella* aff. *magna* L^E CALVEZ

Globorotalia sp., *Rosalia* sp., *Gypsina* sp., *Nodosaria* sp., *Bolivina* sp., *Eponida* sp., *Orthophragmina* sp., *Alveolina* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp., Lithothamniées, Bryozoaires.

Les calcaires supérieurs, qui se trouvent juste sous le Flysch, contien-

nent surtout des Nummulites de grande taille (plus de 5 cm de diamètre) et notamment :

Nummulites millicaput BOUBÉE

Nummulites laevigatus BRUG.

Nummulites aturicus JOLY

Nummulites cf. *lucasi* DEFR.

Nummulites cf. *rouaulti* d' ARCH.

Globigérines, *Textularia* sp., *Globorotalia* sp., Miliolites.

Les calcaires atteignent donc avec *N. millicaput* le Lutétien supérieur. La présence des Lithothamnées et des Bryozoaires témoigne de conditions littorales, tout au moins du voisinage d'un littoral ou d'un haut fond, car il s'agit, de même que pour les gros Foraminifères, de débris roulés englobés dans des bancs de microbrèches qui alternent avec des lits fins, suivant un rythme qui annonce le Flysch. Les Nummulites du Lutétien, entières et noyées dans une gangue fine, paraissent autochtones.

Le faciès exclusivement calcaires (en dehors des petits lits de silex noir) de l'Eocène inférieur et moyen du massif de Tymphé et du Mitsikéli diffère sensiblement des faciès de calcaires en plaquettes roses ou violacées, avec lits de jaspes, qui se développaient à la même époque, un peu plus à l'W, dans la zone ionienne, qui ont été signalés également plus au N, dans l'Ostrovica par J. BOURCART (1922, p. 62), et dont C. RENZ a pu dire qu'ils représentaient en quelque sorte, du point de vue lithologique, «un renouveau des calcaires de Viglès» du Jurassique et du Crétacé inférieur (1940, p. 27).

Par contre, ces calcaires éocènes tendraient à confirmer le rapprochement que j'évoquais au Chapitre II entre la région du massif de Tymphé et la sous-zone de Tripolitza, principalement développée au Péloponnèse et en Crète, mais qui, selon PHILIPPSON, se prolonge vers le N dans le massif de Gavrovo. Celui-ci se trouve en Epire méridionale, au S de la région qui nous intéresse et exactement dans la même position structurale, en avant de la zone du Pinde-Olonos. Les grandes Nummulites et notamment *N. millicaput*, indiquées par RENZ comme étant caractéristiques de la sous-zone de Tripolitza (1940, p. 63), se retrouvent dans le Mitsikéli et le massif de Tymphé; et si les calcaires sont, d'une manière générale, plus clairs qu'au Péloponnèse, des calcaires sombres ou même noirs apparaissent dans le Crétacé et certains niveaux à Nummulites sont d'un gris très foncé.

Afin d'éviter les rapprochements prématurés, à trop grande distance, nous désignerons jusqu'à nouvel ordre cette région, où la série mésozoïque et éocène est exclusivement calcaire, (et dolomitique), sous le nom de zone de Tymphé. Cette zone doit s'étendre, vers l'W, jusqu'aux premiers synclinaux se trouvant au-delà du plateau calcaire de Yanina; vers l'E, nous verrons que sa disparition brusque ne peut s'expliquer qu'en supposant qu'elle est en partie charriée par les formations du Pinde-Olonos, et nous aurons maintes fois l'occasion de revenir sur l'importance de la présence de cette zone rigide en avant de la fosse mobile du Pinde-Olonos.

Pendant l'Eocène, la zone de Tymphé dut constituer un haut-fond qui

demeura longtemps à l'abri des apports détritiques qui déferlaient dans la fosse du Pinde-Olonos et s'y accumulaient sous forme de Flysch.

2) Le Flysch ionien.

Le Flysch ionien surmonte les calcaires lutétiens en concordance absolue. Dans les niveaux de base, à quelques mètres des calcaires, (près du col de Driscos, extrémité S du Mitsikéli) une association de *Nummulites incrassatus* et *Nummulites globulus* indiquerait que l'on se trouve encore dans la partie supérieure du Lutétien.

A l'E de la croupe anticlinale du Mitsikéli, dans la partie S, la plus affaissée, de la dépression de Zagoria, où la série du Pinde-Olonos est charriée par-dessus le Flysch ionien, celui-ci paraît avoir commencé plus tôt; RENZ (1945, p. 280) signale y avoir trouvé (près de Micro Peristéri) des *Miscellanea* accompagnant des Nummulites et des Alvéolines et qui indiqueraient un âge lutétien inférieur et même yprésien; on saisirait ainsi les traces d'un passage graduel au Flysch du Pinde¹.

Inversement, à l'W du plateau calcaire de Yanina, le Flysch pourrait ne commencer qu'un peu plus tard, avec des variations locales; la partie supérieure des calcaires peut ainsi monter jusqu'au Priabonien (calcaires à Astero-cyclines, RENZ 1945, p. 280), tandis que le Flysch atteint l'Aquitaniien (Lepidocyclines), et même le Burdigalien, avec des Miogypsines. J'ai indiqué, dans l'historique, qu'il en est de même dans les régions côtières de l'Albanie.

Les faciès lithologiques du Flysch ionien sont moins variés, surtout dans le sens vertical, que ceux du Flysch du Pinde. On se trouve en présence des mêmes alternances, des milliers de fois répétées, de grès et de marnes de couleur gris-vert assez sombre, incluant parfois quelques niveaux conglomératiques. Parfois, les marnes peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, les bancs de grès étant alors minces et espacés.

A la base, le passage des calcaires au Flysch se produit sur quelques mètres, par intercalations de bancs de marnes dans les calcaires, puis apparition des grès.

Les conglomérats sont plus intéressants parce que leur localisation permet de saisir quelques aspects de la tectogénèse.

Ces conglomérats sont particulièrement abondants, comme on pouvait s'y attendre, autour de la grande lame charriée du Pinde méridional (Monts Lakmon). Les galets représentent tous les éléments de la série du Pinde-Olonos; ils sont généralement roulés, mais parfois anguleux, et accumulés sur plusieurs dizaines de mètres.

On voit donc que la nappe frontale du Pinde méridional s'est avancée, en partie exondée, dans la fosse où le Flysch ionien continuait à se déposer.

1. Il est au moins aussi vraisemblable qu'il y a là une variation dans le sens longitudinal, la dépression de Zagoria ayant été, dès cette époque, affaissée par rapport au massif de Tymphé, représenté par un haut-fond plus au NW (cf. IIème partie, chap. I).

Plus au N, devant les grands abrupts du Flysch du Pinde (Khrissovitza), j'ai déjà indiqué que l'on trouve, dans le Flysch ionien, des galets de grès; ceux-ci ne sont d'ailleurs pas très abondants. Ils montrent que la disposition actuelle traduit bien la disposition primitive, et que, par exemple, la nappe des calcaires ne s'est pas avancée sur le Flysch ionien à la hauteur du Pinde septentrional pour être enlevée ensuite par l'érosion.

Outre ces accumulations locales de galets, il existe dans le Flysch ionien des niveaux de conglomérats plus réguliers, de quelques mètres d'épaisseur, que l'on trouve jusque sur le massif de Tymphé. Leurs éléments sont les mêmes que précédemment; il est intéressant de noter la présence de galets ophiolithiques. Par contre, je n'ai pas relevé de galets de cristallophyllien, contrairement à ce qui est le cas pour les conglomérats du Flysch du Pinde.¹

Résumé et conclusions: Vue d'ensemble sur l'Eocène.

L'histoire de l'Eocène est celle de l'éveil et du déroulement des puissants mouvements orogéniques qui ont assigné aux Dinarides les traits essentiels de leur structure actuelle.

Ces mouvements nous sont révélés par l'invasion graduelle des diverses zones par le faciès Flysch, dont on ne peut mettre en question les rapports avec l'orogénèse. En outre, l'exemple des galets du Flysch ionien provenant des lames charriées du Pinde-Olonos et du Flysch du Pinde nous permet de saisir presque sur le vif, et mieux que par une discordance angulaire, les processus des déformations tectoniques. C'est, en quelque sorte, un mouvement fossilisé.²

Nous voyons ainsi ces déformations atteindre de proche en proche des zones plus externes, suivant une progression invariable, déjà amorcée lors de la phase infracrétacée, laquelle avait épargné les zones externes, progression qui se poursuit encore de nos jours, comme l'a pensé J. BOURCART (1924, a et b, 1926) à propos des plis de la côte dalmate: «Plus un système est proche de l'Adriatique, c'est-à-dire plus externe, plus les terrains englobés par les plissements sont récents» (J. BOURCART, 1926).

Les premiers mouvements se traduisirent par la surrection du massif pélagonien (à l'exception du détroit de Kozani) et de sa marge externe correspondant au sillon méso-hellénique. Les indices d'une puissante érosion antéoligocène y sont absolument indubitables. Il est possible qu'une partie des régions plus externes qui avaient été envahies par les ophiolithes aient participé à ce mouvement.

1. Le matériel du Flysch ionien provenant en partie de la destruction du Flysch du Pinde (paragr. précédent) et celui-ci contenant des galets cristallophylliens, il est probable qu'en cherchant bien on trouverait ceux-ci dans le Flysch ionien également.

2. On y peut obtenir, par exemple, quelques indications sur la progression de la nappe:

1^{er} temps: la nappe, déjà en mouvement, n'est pas loin, et son gros dos émergé envoie des galets, très localement, dans la fosse du Flysch ionien;

2^{ème} temps: la nappe arrive et refoule le Flysch ionien devant elle.

Ces surrections sont à l'origine des apports détritiques qui ont provoqué l'apparition du faciès Flysch dans la zone du Pinde-Olonos et, d'une manière générale, dans toutes les zones submergées qui entouraient le massif pélagonien : la preuve en est fournie par l'abondance des grains de quartz et des galets cristallophylliens dans le Flysch du Pinde.

L'apparition du faciès Flysch dès le Danien indique que ces surrections ont dû ce produire avant la fin du Crétacé.

Pendant la majeure partie de l'Eocène, les mouvements semblent s'être limités à ces déformations de grande amplitude : surrection des zones internes, affaissement de la fosse du Pinde-Olonos où s'accumulaient de grosses épaisseurs de Flysch concordant.

Si l'on reprend l'hypothèse évoquée à propos des mouvements infra-crétaqués, on peut penser que, sous le sillon méso-hellénique, le « batholithe » de roches basiques, toujours solidaire des zones profondes d'où il provenait, constituait encore une barrière susceptible d'endiguer les poussées venues de l'intérieur. Une grande quantité d'énergie potentielle devait s'accumuler à l'arrière de cet obstacle. Cette énergie était peut-être fonction de la surrection des zones internes.

Sur le bord externe de la fosse du Pinde-Olonos, la zone de Tymphé a dû longtemps constituer un haut-fond où la sédimentation calcaire a pu se poursuivre, et qui restait, d'une manière ou d'une autre, à l'abri des apports détritiques qui donnaient naissance au Flysch.

A l'Eocène supérieur, certaines parties du sillon méso-hellénique étaient envahies par la mer ; le Sillon n'était donc plus solidaire du massif pélagonien, il amorçait un mouvement indépendant de subsidence.

Du côté externe, la zone de Tymphé se voyait atteinte par le Flysch ; ses marges internes étaient sans doute déjà entraînées vers la fosse en voie d'approfondissement.

Enfin, soit tout à la fin de l'Eocène, soit plus vraisemblablement au début de l'Oligocène, avant le Stampien, les mouvements tangentiels étaient pour ainsi dire libérés, la fosse du Pinde-Olonos se fermait, les nappes déferlaient vers l'extérieur, chevauchant en partie la zone de Tymphé et le Flysch ionien.¹ Les formations mésozoïques de la série du Pinde-Olonos se trouvaient exondées dans le Pinde méridional et fournissaient en abondance des galets, voire des débris anguleux, au Flysch ionien qui continuait de se déposer autour du front de nappe.

Dans le Pinde septentrional, la nappe ophiolithique fournissait également des galets au Flysch ionien, mais en quantités plus modérées. On est donc en droit de penser qu'elle s'élevait relativement peu au-dessus de la surface des eaux : ceci nous fournit une indication précieuse sur la structure du tréfonds, du soubassement des nappes. En effet, nous savons déjà que, dans le Pinde septentrional, la nappe ophiolithique recouvre toute la série du Pinde-Olonos très plissée et même, comme nous le verrons, en partie charriée hors de son lit primitif. Or, en dépit de cette accumulation de terrains, les ophio-

1. Voir l'étude structurale, IIIe partie, conclusions du Chap. I et Chap. VI.

lithes ont été portées à une altitude probablement moindre que la nappe unique dans le Pinde méridional : le soubassement primitif est donc, dans le premier, profondément affaissé; un large chenal transversal devait correspondre au Pinde septentrional avant les plissements. C'est là une conclusion que nous avons pu approcher au cours de notre étude stratigraphique, à partir du Trias, mais qui se trouvait supportée par des arguments parfois un peu ténus. Elle reçoit maintenant une confirmation d'ordre géométrique que nous aurons l'occasion de développer plus longuement dans la partie structurale de ce travail.

CHAPITRE VI

L'OLIGOCENE ET LE MIOCENE

L'étude des terrains oligocènes et miocènes fera ici l'objet d'un chapitre unique, car celui-ci sera principalement consacré aux formations du sillon méso-hellénique. Celles-ci constituent en effet une série continue comprenant la majeure partie de l'Oligocène et du Miocène, qu'aucune coupure naturelle ne permet de séparer.

Il convient cependant de rappeler, sans qu'il soit nécessaire de s'y appesantir à nouveau, que le Flysch ionien, sur le versant W du Pinde septentrional, comprend une bonne partie de l'Oligocène. Dans les synclinaux épirotes — donc en dehors de notre région — la coupure entre l'Oligocène et le Miocène est également artificielle, puisque le Flysch peut englober le Burdigalien, seul l'Helvétien étant alors transgressif et discordant.

Sur le massif pélagonien — plus précisément dans le détroit de Kozani — les conglomérats continentaux ou lacustres discordants qui couronnent le chaînon de Vigla sont postérieurs à l'Eocène et antérieurs au Pliocène; aucun fossile n'a permis, jusqu'à présent, de les dater avec plus de précision.

Historique.

L'existence des couches tertiaires du sillon méso-hellénique fut découverte par GORCEIX (1873-1874). DREGER (1892) les signala en Albanie.

PHILIPPSON et HILBER traversèrent le Sillon (Thessalie, Macédoine) à peu près en même temps (1893) et y recueillirent des fossiles qui furent déterminés respectivement par OPPENHEIM (1894) et PENECKE (1896).

La présence de l'Oligocène et du Miocène dans leur quasi-totalité était dès lors établie. E. HAUG mentionna ces découvertes dans son traité (p. 1502, 1676-77) et en conclut que «la transgression néonummulitique... permet d'assigner un âge maximum aux plissements qui ont affecté cette région car le Tongrien repose en couches presque horizontales sur la tranche des formations antérieures, d'ailleurs généralement antémésozoïques». Cette conclusion était et

demeure irréprochable, en ce qui concerne l'âge des plissements majeurs de cette région (mais non point, nous l'avons vu, des zones plus externes, où les plissements sont plus récents); elle partait pourtant de prémisses assez inexactes. En effet :

a) l'Oligocène est discordant, mais nont point horizontal : il y a donc eu des plissements posthumes;

b) les couches sous-jacentes ne sont point «généralement antémésozoïques», mais, au contraire, surtout mésozoïques et même tertiaires (Flysch plissé déjà mentionné au chapitre précédent).

C'est cette méconnaissance du soubassement de l'Oligocène qui amena E. HAUG à concevoir un «sillon transégéen» en forme de «V» qui eut traversé un vaste massif ancien ou «Egéide» (Traité, p. 1676); la branche orientale de ce sillon coudé, orientée SW-NE, eut relié le golfe de Volo, à travers la Mer Egée, au golfe de Saros puis à la mer de Marmara.

En réalité, le sillon transégéen de HAUG réunissait artificiellement des affleurements faisant partie de zones de sédimentation distinctes; en outre, sa «branche occidentale», celle qui nous intéresse ici, ne traverse nullement l'Egée ou tout autre massif ancien, mais, strictement longitudinale par rapport aux Dinarides, sépare comme nous le savons, le massif pélagonien des zones externes plissées au Tertiaire. Aussi, la notion de «sillon transégéen» fut elle abandonnée dès que nos connaissances sur les Dinarides méridionales se furent précisées, en particulier depuis que KOSSMAT découvrit l'existence d'un autre sillon tertiaire, également longitudinal, celui du Vardar.

Dans l'ordre chronologique, on doit mentionner ici une Note de C. NICULESCU (1915) sur «l'Helvétien de la région de Grévéna»; l'attribution de l'ensemble des couches du Sillon à l'Helvétien provient sans doute d'un rapprochement trop rapide avec l'Helvétien transgressif de l'Epire que cet auteur venait de découvrir.

C'est J. BOURCART (1922) qui donna les premières coupes complètes et précises de l'Oligocène et du Miocène du Sillon, en Albanie; il souligna les affinités faunistiques entre l'Oligocène du Sillon et celui du Vicentin et montra (1922, p. 141, 1925, p. 423) que, du point de vue tectonique, la zone déprimée du Sillon se prolonge vers le NW par le sillon miocène du Mati, en direction du lac de Scutari. Cette zone déprimée fut envahie, en Albanie, par une transgression miocène qui progressa du SE vers le NW et recouvrit, au N de Koritsa — comme je l'ai déjà indiqué dans l'historique du chapitre précédent — des sédiments éocènes qui pouvaient être assimilés au Flysch. C'est ce sillon miocène que J. BOURCART distingua sous le nom de *sillon albano-thessalien* (1925, note infrapaginale, p. 423).

J'ai moi-même utilisé ce terme, dans plusieurs Notes préliminaires, pour désigner l'ensemble du Sillon; c'était en effet, de tous les noms proposés jusqu'alors (KOSSMAT utilisa celui de *Skumbi Graben*, évidemment trop restrictif), celui qui exprimait le mieux la position géographique de cette importante unité; cependant, ayant pu constater, au cours du présent travail, non seulement que le Sillon s'était individualisé, en Macédoine et en Thessalie, dès

le début de l'Oligocène, mais surtout que l'emplacement sur lequel il s'était constitué avait joué un rôle spécifique et essentiel depuis la fin du Jurassique, j'ai été amené, à tort ou à raison, à rechercher un terme qui exprimât non seulement sa position géographique, mais aussi sa position structurale et, autant que possible, son rôle dans l'orogénèse: la notion d'un Sillon méso-dinarique étant prématurée, l'appellation de Sillon méso-hellénique m'a paru répondre au mieux à ces exigences et souligner la position axiale de cette unité dans les Hellénides, terme de KOBER, ou Dinarides méridionales. Le dépôt de telle ou telle formation sédimentaire - Oligocène, Miocène de la vallée du Mati, grosses épaisseurs de Quaternaire en Thessalie - apparaît dès lors comme accessoire, ou tout au plus comme une conséquence d'un ensemble de caractéristiques fondamentales qui commanderont également la structure et même la morphologie de cette région.

Pour terminer cet aperçu historique, mentionnons la publication de M. DALLONI (1923), déjà citée au chapitre précédent, consacrée en partie aux terrains oligocènes des environs des Météors (Thessalie).

Depuis lors, l'étude du Sillon fut laissée de côté, en dehors de quelques Notes que je lui ai consacrées. Il est remarquable de constater, notamment, que C. RENZ n'accorda aucune attention aux formations tertiaires du Sillon et ne tint aucun compte de l'existence de celui-ci dans son schéma tectonique de la Grèce (1940).

En ce qui concerne la prolongation du Sillon vers le NW, il peut être intéressant de rapporter la découverte par K. GRIPP (1923) et P. S. PAVLOVIC (1926) d'une faune de Mollusques de l'horizon de Castel Gomberto dans des grès calcaires coralligènes de la montagne de Skopska, Monténégro.¹ Si une telle prolongation pouvait se préciser, de méso-hellénique, le Sillon pourrait devenir méso-dinarique.

L'OLIGO - MIOCENE AU NE DU SILLON

MESO - HELLENIQUE

Les conglomérats de Métamorphosis.

A l'extrémité septentrionale du chaînon de Vigla, à l'E du village de Métamorphosis, toutes les formations précédemment décrites - ophiolithes, calcaires crétacés transgressifs, pélites, grès et marnes éocènes - sont surmontées et topographiquement dominées par une masse considérable de conglomérats souvent rouges, de grès jaunes, de sables gris et rouges très grossiers.

Cette formation est grossièrement stratifiée et faiblement inclinée vers le SW; son épaisseur, d'ailleurs variable, peut atteindre 150 m; sa surface supérieure, où se trouve le point culminant du chaînon (1.142 m), est restée en

1. D'après une communication verbale de M. PETKOVIC, un doute planerait encore sur la position stratigraphique de ces couches. Dans cette région, l'Eocène terminal est généralement saumâtre (couches de Promina) et l'Oligocène, continental.

partie hors des atteintes de l'érosion et constitue un plateau faiblement incliné vers le SW, dans le sens du pendage des couches.

De la base au sommet, on distingue, dans la vallée qui descend vers Métamorphosis :

- un conglomérat de base;
- des sables très grossiers, voire graveleux, formés de quartz et de débris de roches diverses;
- plusieurs bancs de conglomérats s'étendant à tout le deuxième tiers de l'ensemble;
- de nouveau des sables graveleux et des grès jaunes, assez durs;
- un banc de conglomérats terminal.

Les galets sont surtout calcaires (calcaires cristallins, calcaires noirs à traces de Rudistes), mais par endroits (versant SW du plateau) les galets ophiolithiques dominent; les graviers contiennent des éléments provenant de terrains cristallophylliens. Ainsi, c'est dans les montagnes avoisinantes que se trouvait l'origine des galets. Ceux-ci sont plats et non point ronds, ce qui suffirait à exclure une origine marine; en outre, le ciment est ferrugineux ou travertineux.

Je n'ai trouvé aucun fossile dans cette formation, ni de microfaune dans les grès. Elle est certainement antérieure aux dépôts lacustres pliocènes qui comblent le fond de la dépression de Kozani-Servia, antérieure même aux effondrements qui ont déterminé ce bassin; elle est, d'autre part, postérieure aux couches détritiques que nous avons rapportées à l'Eocène, sur lesquelles elle repose en discordance. On peut donc la dater par rapport aux répercussions sur le massif pélagonien de deux phases importantes de diastrophisme : la phase majeure post-éocène, anté-stampienne et la phase post-miocène antérieure aux bassins lacustres pliocènes. C'est exactement de cette manière que se trouvent encadrés l'Oligocène et le Miocène du Sillon. Cependant, en l'absence de fossiles, on ne peut être certain que cette formation continentale corresponde à la totalité de ces deux périodes; si elle n'en représentait qu'une partie, la bonne conservation de sa surface supérieure inciterait à y voir le Miocène supérieur. Ceci impliquerait une longue période continentale et sans dépôt, ce que l'érosion assez réduite qui a précédé les conglomérats de Métamorphosis (le Crétacé supérieur est assez largement conservé) rend au moins peu vraisemblable. Il semblerait plutôt qu'après l'émersion qui succéda à l'Eocène, le détroit de Kozani constitua assez rapidement une région relativement déprimée où s'épalaient des produits détritiques plus ou moins grossiers provenant des montagnes voisines qui subissaient, comme nous allons le revoir à propos du Sillon, un processus de surrection discontinue.

L'une des singularités des conglomérats de Métamorphosis réside dans leur isolement. Je n'en ai trouvé qu'un autre affleurement, très réduit, qui forme une colline arrondie émergeant du Quaternaire près du village de Skiti, 4 km au N du précédent; les galets y sont très altérés, parfois pulvérulents. Ailleurs, les dépôts lacustres du bassin de Kozani-Servia reposent directement sur les terrains secondaires. Il semble donc qu'une érosion active ait déblayé le détroit de Kozani, ou tout au moins sa bordure, avant l'établissement des lacs pliocènes.

L'OLIGOCENE ET LE MIOCENE DU SILLON MESO - HELLENIQUE

Généralités.

Les sédiments marins qui se sont accumulés dans le sillon méso-hellénique au cours de l'Oligocène et du Miocène constituent une série très homogène, essentiellement détritique, en dehors de quelques amas récifaux et de rares bancs de calcaires miocènes. En Macédoine et en Thessalie, son épaisseur est énorme — plus de 5.000 m au droit des monts Voïon — et on n'y relève que des discordances locales. Vers l'Albanie, sa puissance diminue et nous avons vu qu'une lacune correspondant à une partie ou à la totalité de l'Oligocène s'y insère, suivie d'une transgression d'autant plus tardive que l'on progresse vers le NW (J. BOURCART, 1922).

Par endroits et, plus particulièrement, à certains niveaux, les terrains du Sillon montrent des alternances rapides de marnes et de grès très semblables à celles du Flysch. J'ai indiqué, dans les considérations sur l'emploi du mot Flysch qui se trouvent au début du chapitre précédent, que c'est essentiellement en fonction de critères orogéniques que l'on peut différencier les deux formations: les dépôts du Sillon sont post-orogéniques par rapport à la phase majeure de diastrophisme qui a affecté la région. En effet, contrairement au Flysch qui est, dans le Pinde, violemment plissé, les couches du Sillon sont toujours régulièrement inclinées (vers le NE); seule leur bordure SW, en contact avec les zones externes, est parfois fortement redressée sur une largeur de 100 à 300 mètres.

Par leurs relations avec la chaîne tertiaire, comme aussi, dans une certaine mesure, par leur nature lithologique les couches oligo-miocènes du Sillon peuvent être comparées à la Molasse de la dépression péri-alpine. En dehors du décalage chronologique, la différence essentielle réside dans le fait que la série du Sillon est entièrement marine, bien que l'influence de l'eau douce apportée par les fleuves s'y fasse sentir par endroits. Le Sillon a constamment fait partie du domaine méditerranéen; pas plus que les faciès d'eau douce, le faciès saumâtre du Sarmatien n'y fait la moindre apparition.

Ces analogies et ces dissemblances ne sont pas sans rappeler celles que l'on pouvait établir entre le Crétacé transgressif de notre région et les couches de Gosau du rameau alpidique.

Post-orogéniques par rapport aux plissements majeurs, les couches du Sillon n'en témoignent pas moins du maintien d'une instabilité à peu près continue de leur soubassement au cours de leur dépôt. L'étude stratigraphique et lithologique de la série va nous permettre de suivre d'assez près les mouvements qui ont affecté tant le Sillon que ses marges émergées durant la période considérée.

Subdivisions.

La subdivision de cette puissante succession de terrains oligocènes et miocènes est encore essentiellement fondée sur des considérations lithologiques; quelques niveaux fossilifères permettent de dater les grands ensembles.¹ L'établissement parallèlement à ces subdivisions, d'une stratigraphie précise fondée uniquement sur des bases paléontologiques aurait l'intérêt de mettre en lumière la propagation des types de sédimentation dans ce vaste bassin dont la longueur dans notre seule région — de la plaine de Thessalie à la haute vallée de l'Haliakmon, non loin de la frontière albanaise — atteint 110 km.

L'échelle stratigraphique qui est proposée ici se rapporte à la région des monts Voïon, située au SW de la ville de Kastoria. C'est en effet dans cette région que la série est la plus complète et qu'elle est le mieux dégagée des couvertures sédimentaires postérieures; c'est sans doute aussi l'endroit où elle présente le maximum d'épaisseur.

Six niveaux principaux peuvent être distingués dans cette région et se retrouvent, avec des variantes, dans les régions plus méridionales du Sillon. Les subdivisions que l'on peut pratiquer dans chaque niveau ont, jusqu'à présent, un caractère plus local. Chacun des grands ensembles a été nommé d'après la localité où il se trouve le mieux représenté et, sur la carte, par une lettre indice; ces six niveaux sont, de bas en haut (fig. 50):

- 1° : Les couches de base (0 1). Ce sont généralement des conglomérats plus rarement des récifs coralliens; par endroits ces couches manquant totalement ou sont invisibles.
- 2° : Les marnes d'Heptakhorion (0 2) qui contiennent des mollusques stampiens. Près du village d'Heptakhorion, au pied des monts Voïon, ces marnes, coupées de minces bancs de grès, ont 1.100 m d'épaisseur.
- 3° : Les grès et conglomérats de Pentalofon et des Météors (0 4-3). Les conglomérats des Météors, qui ont donné naissance, à l'orée de la plaine de Thessalie, aux gigantesques piliers sur lesquels sont juchés des monastères, sont bien connus et ont attiré l'attention de tous les géologues qui les ont approchés — GORCEIX, PHILIPPSON, M. DALLONI. On les rapporte généralement à l'Aquitaniien. Des conglomérats analogues se retrouvent dans toute l'étendue du Sillon. Vers les monts Voïon, où se trouve le gros bourg de Pentalofon (Pl. IX, fig. 1), et où ils ont fourni des fossiles, les conglomérats alternant avec des grès forment un ensemble d'une puissance totale de 2.900 m. La partie supérieure, gréso-marneuse et non plus conglomératique, mérite d'en être séparée sous le nom de

1. La présence de niveaux à macrofossiles abondants dans les couches du Sillon est l'une des principales différences qui distinguent celles-ci du Flysch. Cependant, lorsque ces couches comportent des alternances rapides de marnes et de grès analogues à celles qui caractérisent le Flysch (bancs de l'ordre du décimètre), les macrofossiles font défaut. Il semblerait donc que la variabilité du milieu physique, dont témoignent les alternances lithologiques, ait constitué un obstacle à l'établissement d'une macrofaune benthique.

marnes et grès de Morphi (fig. 50); il s'agit en fait d'un terme de passage, épais de 400 m, à la formation suivante.

- 4° : Les marnes de Tsotilion (05), épaisses de 600 m, jouent un rôle morphologique important dans les parties centrales du Sillon, autour du centre agricole de Tsotilion (N de Grévéna); elles représentent la partie supérieure de l'Aquitanién.
- 5° : Les grès et calcaires à *Lithothamnium* d'Odria (m 1). Odria ou Mégala Odria est un plateau incliné déterminé par le banc calcaire principal et visible de très loin; grès et calcaires ont fourni des fossiles burdigaliens. Les mêmes couches avaient été découvertes par J. BOURCART (1922) aux environs de Koritsa, en Albanie; par leur faciès, elles se rapprochent des couches supérieures de Schio.
- 6° : Les marnes, grès tendres, lignites et calcaires d'Orlias (m 2), qui surmontent l'entablement des calcaires d'Odria et ont fourni des fossiles helvétiques.

En raison de la structure dissymétrique du Sillon et du relèvement général des couches vers le SW, les aires d'affleurement sont, en règle générale, grossièrement ordonnées du SW au NE, les niveaux les plus anciens affleurant au SW et les plus récents au centre ou même au NE du Sillon.

1) Les couches de base.

Le caractère transgressif des formations du Sillon est souligné d'une part par la variété de leur soubassement – autrement dit, par la discordance – d'autre part, par la présence très générale de conglomérats de base dont les galets ont une provenance manifestement très locale.

L'étude des niveaux de base et de leurs variations peut nous fournir d'intéressantes indications sur l'état de la chaîne au moment de la transgression. Nous allons donc les passer rapidement en revue, en particulier sur la bordure SW du Sillon, depuis le Pénée au SE, jusqu'aux abords du Grammos.

Sur la rive droite (S) du Pénée, au débouché de ce fleuve dans la plaine de Thessalie, les formations oligocènes contournent l'extrémité N de la longue crête du Kerkétion (Kotsiakas) dont j'ai signalé, à diverses reprises, la brutale disparition à ce niveau; les conglomérats de base contiennent, outre des galets d'ophiolithes, de nombreux galets de calcaires et de radiolarites provenant de la chaîne voisine: celle-ci était donc déjà constituée et sa disparition au N date de cette époque et non de quelque effondrement plus récent.

Sur la rive gauche du Pénée, près du village de Meidani Kerasia, les conglomérats, redressés à la verticale, s'appuient sur une bande assez étroite d'ophiolithes (fig. 49) représentant une avancée de la masse ophiolithique plus importante du mont Kratsovon (1564 m). Les conglomérats sont essentiellement ophiolithiques, en dépit de la présence de grandes étendues de Flysch immédiatement à l'W des roches éruptives. C'est là une remarque que nous ferons à nouveau plus loin et qui nous servira, dans la partie tectonique, à corroborer la notion d'une n a p p e

ophiolitique du Pinde septentrional, les grands affleurements de Flysch de celui-ci ayant dû être recouverts, à l'époque oligocène, par les ophiolithes et apparaissant aujourd'hui en fenêtres.

Quelques kilomètres plus au N, à l'extrémité orientale du mont Kratsovon (débouché du ravin de Kakoplèvre), les ophiolithes sont directement recouvertes par des marnes à *Barbatia albanica* OPP. (Stampien), modérément inclinées vers le NE: on peut conclure qu'il y avait là une pointe avancée où n'a eu lieu aucune accumulation de galets et que ce relief s'est trouvé progressivement enfoui sous les sédiments du Sillon.

Sur le flanc N du Kratsovon, de part et d'autre du village de Kakoplèvre, les conglomérats, uniquement ophiolithiques, ont quelque 200 m d'épaisseur.

Nous arrivons ainsi au «golfe de Krania» (voir chapitre précédent). J'ai indiqué que les niveaux inférieurs du Sillon, qui appartiennent probablement

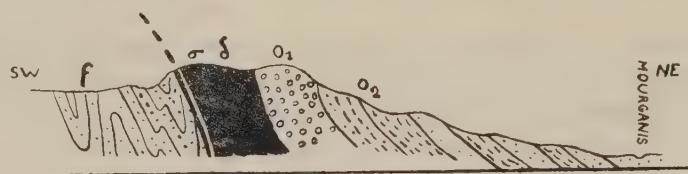


Fig. 49. La base des formations oligocènes du Sillon, et leurs soubassement près de Meidani Kerasia (r. g. du Pénée).

f : Flysch du haut Pénée.— σ, δ : serpentines, dolérites.—
o₁, o₂ : conglomérats, grès et marnes oligocènes.

ici à l'Eocène supérieur, reposent sur les massifs éruptifs par l'intermédiaire de conglomérats ophiolithiques et de brèches à éléments anguleux et que ces niveaux sont par endroits légèrement chevauchés par les roches éruptives. Sur ces accidents, j'ai observé, au N de Micro Livado (angle NW du «golfe») de nouveaux conglomérats discordants; en outre, 5 km au NE de la limite des couches tertiaires, de nouveaux conglomérats ophiolithiques rouges s'insèrent dans la série et représentent sans doute la base normale de l'Oligocène (fig. 46), car ils sont surmontés, en direction du village de Kipurio, par des grès et des marnes à fossiles stampiens. Il n'y a pas ici de discordance nette ni de trace d'érosion à la base des conglomérats et leur apparition témoigne seulement des mouvements qui ont affecté à ce moment la chaîne du Pinde et non pas le Sillon.

Au pied du grand pointement calcaire d'Orliakas et même des pointements plus réduits, voisins du village de Monahiti, les conglomérats sont envahis par des galets calcaires parfois par de très gros blocs d'éboulis (Pl. VIII, fig. 1). Ces pointements avaient donc déjà surgi et formaient des reliefs importants, surtout celui d'Orliakas.

Au N d'Orliakas, les galets ophiolithiques envahissent à nouveau les conglomérats; on peut observer ceux-ci notamment dans la coupe du Potamouli que j'ai déjà utilisée au chapitre III (fig. 24): assez peu épais, ils contiennent

surtout des galets d'ophiolithes microlithiques, lesquelles forment leur soubassement. Pourtant, celles-ci ne forment qu'une bande de quelques centaines de mètres de largeur, en arrière de laquelle se trouve la grande étendue de Flysch de la demi-fenêtre de Samarina; comme on ne trouve aucun galet de Flysch dans les conglomérats, on doit en conclure comme dans le cas mentionné un peu plus haut (fig. 49), que cette étendue de Flysch a bien été primitivement recouverte par la nappe ophiolithique et apparaît aujourd'hui en fenêtre.

Les conglomérats de la coupe du Potamouli sont immédiatement surmontés par des grès jaunes contenant :

Megatylotus crassatinus LMK. var. *Bourcarti* COSS.

Conus ineditus MICH.

Alectryonia apenninica ROVER.

Ostrea meridionalis ROVER.

Strombus radix BRONG.

Ces fossiles, dont nous retrouverons la plupart dans les marnes sus-jacentes, sont cités ici en raison de la superposition immédiate des grès qui les contiennent aux conglomérats de base, de la faible épaisseur de ceux-ci et de la netteté de la coupe. Ils indiquent un âge stampien.

Quatre kilomètres au NW du Potamouli, la bande ophiolithique qui formait le soubassement des couches oligocènes fait place au grand pointement de calcaires crétacés de Strivo. Sur ces calcaires s'appuient, fortement redressés, des calcaires coralliens compacts qui ont fourni:¹

Phyllocoenia bosniaca OPP.

Leptoria cf. *crispata* PREVER

Siderofungia graeciae CHEVALIER (nov. sp.)²

Des deux espèces connues, la première a été trouvée dans l'Eocène supérieur de Bosnie, la seconde dans le Stampien de Ligurie. Un âge sannoisien est vraisemblable pour ces couches qui doivent être contemporaines des conglomérats de la coupe précédente. Par leur faciès récifal, elles rappellent très exactement les couches de Castel Gomberto.

Un peu plus loin, des calcaires qui se présentent d'une manière assez semblable forment un petit sommet ou «Petra» entre les villages de Prosvoron et Doutsikon. Examinés au microscope, ils se sont révélés riches en organismes se rapportant aux genres suivants :

Lithothamnium, *Orbulina*, *Globigerina*, *Rotalia*, *Verneuilina*, *Bdeloidina*, *Quinqueloculina*, *Spiroloculina*, etc.

Sur quelques kilomètres, les marnes, légèrement transgressives, recouvrent directement les ophiolithes. Les conglomérats de base affleurent ensuite à nouveau, à la faveur d'une grande vallée transversale qui descend du Pinde.

1. Déterminations de M. CHEVALIER.

2. Diagnose et figure dans le *Bull. S. G. F.* 1955, 6e série, t. V, p. 193—205.

On peut les suivre jusqu'au village de Zuzeli; ils sont de nature ophiolithique et ont de 100 à 200 m d'épaisseur: cette puissance est en rapport avec l'importance des reliefs ophiolithiques sur lesquels ils s'appuient.

Au NW de Zuzeli, les ophiolithes disparaissent temporairement et, sur 3 ou 4 km, l'Oligocène est directement transgressif sur le Flysch plissé dans lequel, je le rappelle, j'ai découvert — après de longues recherches — une Alvéoline auversienne. Les conglomérats, d'ailleurs peu puissants, contiennent une forte proportion de galets provenant des grès calcaires du Flysch. Il est inutile de souligner l'importance de la superposition immédiate et discordante de ces deux formations.

Après cette interruption, les ophiolithes reparaissent et ce sont à nouveau des conglomérats rouges ophiolithiques que l'on peut observer à la trouée du Sarantaporos.

Ces observations sur les couches de base du Sillon le long de sa bordure SW appellent les conclusions suivantes :

- 1) La mer a envahi l'ensemble de cette partie du Sillon vers le début de l'Oligocène, probablement au Sannoisien.
- 2) Cette transgression a coïncidé avec le plissement et l'émersion de la chaîne du Pinde qui a envoyé d'abondants matériaux détritiques dans le bras de mer nouvellement créé. Cette émersion nous avait déjà été révélée par les conglomérats interstratifiés dans le Flysch ionien, lequel a continué à se déposer, pendant l'Oligocène, au SW du Pinde. Nous pouvons donc maintenant préciser qu'à la suite des plissements majeurs qui ont marqué la fin de l'Eocène, une ride pindique s'est élevée au-dessus des eaux, séparant le nouveau bras de mer du Sillon de la mer ouverte (Mer Ionienne élargie) où se déposait le Flysch ionien.
- 3) Cette ride pindique avait déjà, dans ses traits essentiels, la structure de l'actuelle chaîne du Pinde, puisque des pointements de calcaires, tels ceux d'Orliakas et de Strivo, qui sont d'origine tectonique, ou bien la langue de Flysch plissé de Zuzeli, étaient déjà en place.
- 4) Nous avons noté au passage l'intéressante confirmation de l'existence d'une nappe ophiolithique ayant recouvert le Flysch, que l'on peut tirer de la nature des conglomérats; cet argument sera repris dans l'étude tectonique.

Sur la bordure NE du Sillon, que nous avons négligée jusqu'ici, les couches de base n'affleurent que rarement. En raison de la structure plus tranquille de cette rive, elles n'ont guère été mises à jour par l'érosion et sont cachées par des formations plus récentes, soit pliocènes ou quaternaires, soit simplement par les niveaux supérieurs de la série, qui sont en outre légèrement transgressifs. De même, les îlots créacés ou ophiolithiques qui apparaissent au sein du Sillon ont été progressivement enfouis sous les sédiments et ce ne sont pas les couches de base qui affleurent sur leur pourtour.

Cependant, au SE de notre région, sur la bordure des massifs anciens des Kamvounia et des Antikhassia, on peut observer des grès et des conglom-

mérats oligocènes (à *Megatylotus crassatinus*) qui sont directement transgressifs sur les terrains cristallophylliens.¹ La mer m'a paru s'être avancée dans les vallées du substratum, mais cette disposition, observée au cours de tournées rapides, peut être aussi imputée au jeu postérieur de compartiments faillés.

Il est certain, en tous cas, que le massif ancien de Thessalie avait subi une puissante érosion avant la transgression oligocène. Nous savons que cette érosion, qui a démantelé les calcaires crétacés qui s'étaient déposés sur la lisière du massif pélagonien et dans le Sillon lui-même, a débuté au Crétacé terminal et s'est poursuivie pendant tout l'Eocène, fournissant d'énormes quantités de matériaux détritiques à la mer du Flysch.

2) Les marnes d'Heptakhorion.

Les conglomérats de base sont le plus souvent surmontés par quelques mètres de grès et de marnes rouges, coupés de lits de cailloutis (environs de Zuzeli, vallée du Sarantaporos, hauteurs à l'W de Kipurio, etc.) qui montrent que l'érosion s'était atténuée sur la ride pindique. En certains endroits (Zuzeli, W des monts Voïon), les marnes rouges passent à des marnes vertes, comprenant encore des bancs de grès et quelques couches lenticulaires de lignites: la bordure occidentale du Sillon s'approfondissait tandis que la ride pindique, couverte de végétation, s'abîmait peu à peu dans les eaux. Quelques témoins d'une transgression des marnes sur les formations du Pinde sont encore conservés.

Faisant suite à ces termes de passage, le dépôt des marnes d'Heptakhorion exprime une stabilisation prolongée des conditions de sédimentation. Ce sont des marnes grises, compactes ou se délitant en petites plaquettes; elles sont interrompues, à des intervalles variables, par de petits lits de grès qui sont tantôt isolés, tantôt groupés et alternant sur quelques mètres avec des marnes, représentant ainsi une récurrence momentanée du faciès Flysch.²

L'épaisseur de ces marnes est toujours considérable. A l'W des monts Voïon, autour du village d'Heptakhorion (Pl. VIII, fig. 2 et 3), elle dépasse 1000 m (fig. 50), c'est là, apparemment, leur puissance maximale; vers le SW, comme aussi vers l'Albanie, leur importance décroît et elles sont souvent aussi plus gréseuses, ressemblant alors davantage au Flysch.

Les marnes d'Heptakhorion ont fourni une faune abondante, comprenant surtout des Mollusques. La description des principaux gisements, suivant l'itinéraire que nous avons parcouru lors de l'étude des couches de base, nous permettra de noter les particularités intéressantes et les variations locales de ce niveau.

1. Notons en passant que c'est le fait que PHILIPPSON et HILBER ont plus particulièrement décrit cette région et ont polémique au sujet des plis hercyniens, qui a sans doute conduit E. HAUG à penser que la transgression oligocène s'était étendue sur des terrains «généralement antémésozoïques».

2. Ces lits gréseux apparaissant en petits groupes au sein de la série marneuse évoquent un train d'ondes troublant soudainement la surface d'une eau tranquille. Ils représentent certainement des arrivages successifs de courants de turbidité.

Dans la partie thessalienne (SE) du Sillon, sur le versant du Penée, les marnes sont assez gréseuses et ressemblent souvent au Flysch. L'épisode a, cependant, une individualité bien marquée, puisqu'il se trouve entre les conglomérats de base et ceux des Météors, ce qui correspond à une puissance de 1.000 m environ. M. DALLONI (1923) y avait relevé une faune stampienne dont j'ai retrouvé les types les plus caractéristiques, en particulier :

Megatylotus crassatinus LMK.
Cyrena strangulata ROVER
Barbatia albanica OPP. etc.

Dans la partie supérieure des marnes, sous les conglomérats des Météors, M. DALLONI a recueilli de nombreux fossiles dont :

Lepidocyclina dilatata MIGHT.
Chama granulosa D'ARCH.

Au N du mont Kratsovon, entre les villages de Kakoplèvre et d'Agnantia, les marnes affleurent largement en raison de leur pendage régulier conforme à la pente générale du terrain.

Un gisement intéressant se trouve au lieu dit Kambos Despote. Il consiste en un petit îlot de marnes abandonné à 4 km du faite du Pinde, sur la route de Trikkala à Yanina. Les marnes y reposent directement sur les ophiolithes et il y a là certainement un indice de la transgression des premières sur la ride pindique en voie de submersion. Cet endroit m'a fourni les fossiles suivants : ¹

Pirenella plicata BOUG. var. *galeotti* NYST.
Strombus radix BRONG.
Cyrena strangulata ROVER
Barbatia albanica OPP.
Megatylotus crassatinus LMK.
Tympanotomus margaritaceus ² BROCCHI

Au droit du «golfe de Krania», entre les conglomérats rouges et le village de Kipurio, certains niveaux un peu charbonneux sont formés par une lumachelle de coquilles qui sont malheureusement très friables. J'y ai recueilli :

Turitella sandbergeri MAY. - EYM.
Ampullina sp.
Cypraea sp.

et, un peu plus haut, près de Kipurio :

Haustator conofasciatus SACCO
» *strangulata* GRAT.

1. M. CHAVAN a bien voulu déterminer les Mollusques oligocènes ou vérifier mes propres déterminations.

2. Espèce correspondant au type de BROCCHI, oligocène. Des variétés existent dans des niveaux supérieurs.

Venus (Omphaloclathrum) ambigua ROVER. (*Aglaurae*
auctorum non BRONG.).
Glycimeris bormidianus MAYER
» *magnobliterata* SACCO
Megacardita arduini BRONG. var. *corbuloides*
Cardita hortensis VIN. DE REGNY
Cypraea (Zonaria) subexcisa BRAUN.
Oxystella burdigalensis BRONG. var. aff. *granellosa* SACCO
Callista cryanoides LMK
Apollon subgranulata D'ORB.
Limopsis carditoides PEN.
Natica cf. *aquitania* TOURN.
Cardium cf. *commulatum* ROVER.
Tympanotomus margaritaceus BROCCHI
Meg. crassatinus, *Barb. albanica*, *Pir. plicata*, *Str. radix*,
Megaxinus sp., *Ostrea* sp.

Au pied du massif calcaire d'Orliakas, les conglomérats sont surmontés par des bancs à huitres contenant :

O. Cyathula LMK.

puis par des marnes grumeleuses qui ont fourni, près du village de Zacas :

*Ellasmoastraea intermedia*¹ D'ARCH.
Protoma cathedralis BRONG.
Ellenthus (Ampullotrochus) oligocaenicus SACCO
B. albanica, *C. strangulata*, *H. conofasciatus*, *V. ambigua*,
Cardium sp., *Cardita* sp.

Près du village de Doutsikon, où, on s'en souvient, les couches de base étaient formées de calcaires à *Lithothamnium*, des grès calcaires jaunes, grumeleux, qui se trouvent dans les marnes, ont fourni des Polypiers, dont :¹

Heliastrea lucasana DEFR.
» *columnaris* REUSS.
Leptastrea anomala MICH.
Hydnophyllia crispata DE ANG.
Mesomorpha elegans PREV.
Montlivaultia calcarensis M. EDW.
Stylocoenia taurinensis MICH.
Cyatophyllia annulata REUSS.
Antillia cf. *carcarensis* MICHELOTTI
Tarbellastrea ovalis GÜMB.
Goniopora rudis REUSS
*Favites oligocaenica*² CHEVALIER

Cette dernière forme a été trouvée pour la première fois dans ce gise-

1. Déterminations de MM. ALLOITEAU et CHEVALIER.

2. Figure et diagnose dans le *Bull. S. G. F.* 1955, fasc. 2, p. 193—205.

ment. Les autres ont été signalées dans le Stampien du Vicentin et dans les couches de Gaas (Stampien) de Reit et de Crosara (Sannoisien)

Un peu plus haut, des grès bleus ont fourni : ¹

Tectus (Trochus) insignis MIGHT.

Lucina cf. *escheri* MEYER-EYMAR

Ostrea cf. *cyathula* LMK.

Delphinula scobina var. *apenninica* SACCO

Lingua colombella var. *oligocaenica* C. et P.

Telescopium pseudo-obeliscum GRAT.

Vertagus oligosperus SACCO

Enfin, dans la vallée du Zuzelitikos, sous le village d'Heptakhorion, les marnes contiennent, en divers gisements :

Haustator demarescianus SACCO

H. magnasperulus SACCO

H. beyrishi HOFM. var. *percarinata* ROTH.

H. conofasciatus T. *margaritaceus*, P. *galeotti*, B. *albanica*,

O. meridionalis

M. crassatinus LMK. var. *Bourcarti* COSS.

Cette dernière forme est représentée par de très gros individus (15 cm de diamètre) qui sont incrustés isolément dans des marnes au demeurant sans fossiles. Les autres formes sont rassemblées dans des niveaux fossilifères.

Toutes les faunes citées plus haut, dont on a vu que les formes les plus caractéristiques sont communes à tous les gisements, confirment l'âge stampien de ce grand épisode à dominance marneuse. C'est dans les mêmes niveaux, mais beaucoup moins épais, que J. BOURCART a découvert en Albanie (flanc NW de la Morova) une faune abondante dans laquelle plusieurs des espèces citées ici étaient déjà mentionnées.

Les marnes stampiennes existent aussi dans les parties orientales du Sillon où elles sont sous-jacentes aux conglomérats des Météors. L'érosion était donc également ralentie sur les rives NE du Sillon, sur le massif pélagonien. Après la grande tuméfaction qui avait précédé et accompagné les grands plissements de la fin de l'Eocène, on assiste à une récession, à un affaissement généralisé.

3) Les grès et conglomérats de Pentalofon et des Météors.

La période de repos dont témoigne le dépôt des marnes aura été de courte durée.

En effet, vers la fin du Stampien, le régime change avec une soudaineté extraordinaire et d'énormes quantités de sable et de galets déferlent dans le bras de mer du Sillon.

1. Déterminations de M. A. CHAVAN.

La puissance totale des grès et des conglomérats dans les monts Voïon, depuis les marnes d'Heptakhorion jusqu'aux marnes supérieures de Tsotilion, atteint presque 3.000 m. J'ai longtemps moi-même sous-estimé l'épaisseur de cette série, comme de l'ensemble des couches du Sillon, en prenant pour base de calcul des pendages trop modestes, pendages que l'on observe effectivement sur de grandes étendues, mais qui sont inférieurs à la réalité dans la partie SW du Sillon, où affleurent les niveaux inférieurs et moyens. Désirant me prémunir contre des erreurs ou des exagérations involontaires, j'ai parcouru, mètre en mains et en vérifiant constamment les pendages, une section transversale quasi-rectiligne à travers les monts Voïon et pu reconnaître ainsi l'énorme épaisseur de cette série.

Outre l'évaluation de la puissance totale des couches, ce relevé détaillé a fourni des précisions sur la manière dont elles se succèdent du point de vue granulométrique. Le résultat de ces observations est schématisé dans la figure 50, qu'il suffira de commenter.

La série des grès et des conglomérats de Pentalofon présente des variations lithologiques rythmiques qui sont en rapport avec la dimension des éléments constitutifs des roches. Des rythmes d'amplitudes différentes se superposent: les uns rapides, donnant lieu, dans les grès, à des strates dont l'épaisseur est de l'ordre du décimètre; les autres concernent des ensembles, ou cycles, ayant toujours plusieurs dizaines de mètres de puissance et dont chacun montre une variation lithologique, généralement assez régulière, de bas en haut. Ce sont ceux-ci, qui sont représentés à l'échelle exacte sur la coupe de la figure 50. Dans les niveaux qui s'y prêtaient, j'ai également mesuré les petits bancs afin de rechercher, par exemple, la relation qui pouvait lier l'épaisseur des bancs de grès à celle des bancs grés-marneux. Mais cette question sortirait du cadre de cette monographie et pourra faire l'objet d'un travail ultérieur.

Dans la coupe de la figure 50 les ensembles lithologiques ont été numérotés de 1 à 12, quelques niveaux étant l'objet de subdivisions. Cette numérotation résulte d'un groupement de mesures faites sur le terrain, 214 variations de faciès ayant été notées jusqu'au sommet des grès. Chaque cycle débute par des conglomérats ou des grès en gros bancs et se termine par des grès plus ou moins marneux finement stratifiés.

Ce mode de groupement peut apparaître comme conventionnel. En réalité, il est fondé sur la fréquente soudaineté des arrivages grossiers succédant à des sédiments fins alors que, vers le haut, la transition à ceux-ci est graduelle. La limite inférieure des conglomérats reposant sur des grès marneux est parfois nette à 1 cm près, les seconds pouvant présenter des traces de creusement par les premiers. D'autres fois, les conglomérats sont annoncés par quelques bancs de grès grossiers ou quelques galets épars dans les grès marneux; la transition, pour être moins brutale, n'en indique pas moins un renouvellement des arrivages détritiques dans cette partie du Sillon. Nous allons examiner brièvement cette succession en signalant au passage les faits qui méritent d'être notés.

1: Le passage des marnes d'Heptakhorion aux grès de Pentalofon est

très net, eu égard à la puissance des deux formations. Le contraste dans le paysage est étonnant (Pl. VIII, fig. 3).

Un examen détaillé révèle cependant que les premiers bancs de grès sont bien lités et comprennent encore des bancs de marnes interstratifiés. Ce terme de passage, annonciateur du nouveau régime, est épais d'environ 15 m; il se termine par des marnes gréseuses finement litées puis par 4 mètres d'alternances grès-marnes de type Flysch surmontées et érodées par le niveau suivant.

2: Conglomérats et grès entrecroisés, 24 m, suivis de grès et de mar-



Schéma d'ensemble montrant le raccord des coupes de détail I, II, III, IV

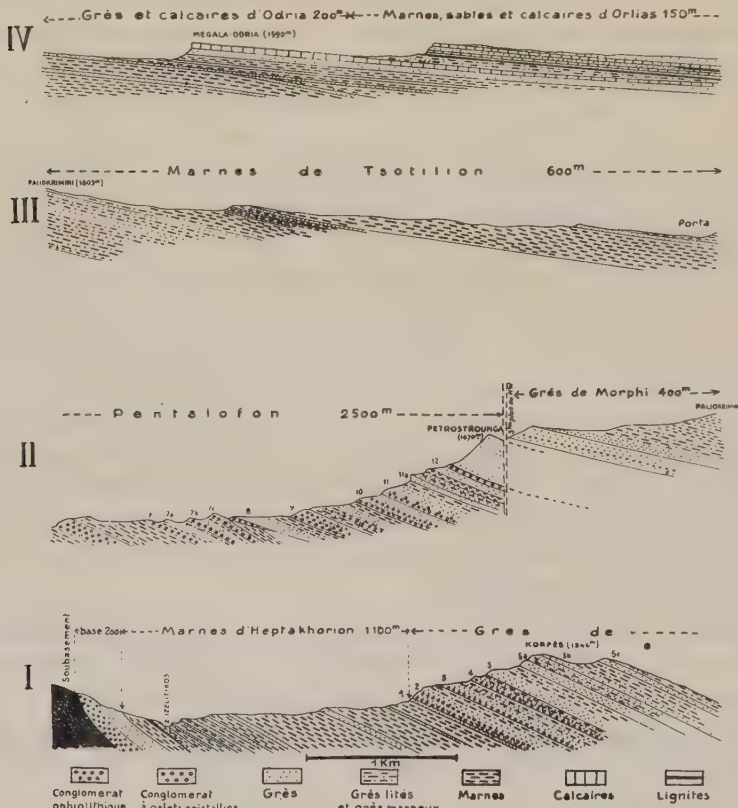


Fig. 50. Coupe SW-NE de la série oligo-miocène du Sillon dans le secteur des monts Vion.

Les tronçons I, II, III, IV se raccordent comme le montre le schéma d'ensemble. Les numéros correspondent à ceux affectés aux cycles dans le texte. Le rapport des hauteurs aux longueurs est respecté.

nes: en tout 150 m. Les conglomérats ne sont pas constants et tendent à disparaître à partir d'Heptakhorion et vers le SE. Suivent des grès parfois graveleux alternant encore avec des marnes gris-bleu, rappel de celles d'Heptakhorion (vers 80 m). Ce premier grand cycle est l'un des plus irréguliers; il se termine cependant normalement par des marnes gréseuses finement litées incrustées de galets sur les derniers mètres.

Au SE d'Heptakhorion, sur les pentes de la crête du Taliaros, ce niveau, ou un niveau très voisin surmontant de peu les marnes, comprend des grès grumeleux contenant de grands Dentaies et des Polypiers dont les deux espèces suivantes, déterminées par M. CHEVALIER:

Calamophylliopsis pseudoflabellum CATULLO

Porites cf. *matheroni* CHEVALIER

Ces deux formes ont été trouvées dans le Stampien, la première, notamment, dans celui du Vicentin.

Ce gisement est peu éloigné de celui de Doutsikon, cité plus haut, qui a fourni également des Polypiers. Une surélévation axiale devait donc persister dans ce secteur.

Notons enfin un point très important: les galets des conglomérats ne sont plus, ou presque plus, de nature ophiolithique, mais principalement de nature cristallophyllienne ou cristalline. Ils ne sont donc plus originaires de la ride pindique, qui était soit submergée, soit très aplanie, mais du massif pélagonien qui subit donc, vers la fin du Stampien, une brusque surrection dont les conglomérats des Météors nous fourniront une preuve encore plus immédiate.

Pendant, le massif pélagonien et ses terrains cristallophylliens sont distants d'au moins 40 km. Pour que des masses de galets, parfois très gros (nous en trouverons dont le diamètre atteint 0,45 m), aient pu accomplir ce trajet, il est nécessaire qu'ils aient trouvé une pente favorable, un plan incliné sollicitant leur progression. Cette pente n'eut-elle été que 2,5 %, la profondeur du Sillon sur son bord SW aurait atteint 1.000 m. Les conglomérats et les grès, issus d'un continent, se sont donc déposés dans une fosse.

Ainsi tous les indices concordent: affaissement de la ride pindique au SW, surrection du massif pélagonien au NE, inclinaison du fond du Sillon vers le SW: il est évident que l'ensemble du système montagneux a subi un mouvement de bascule dont l'axe coïncidait avec le Sillon. Nous constatons une fois de plus combien ce dernier a joué un rôle spécifique à tous les stades de l'orogénèse.

Les cycles suivants ne nous fourniront guère d'indications nouvelles.

3: C'est un cycle normal de 124 m de puissance, débutant brusquement par 6 m de conglomérats suivis de grès en gros bancs (0,60 m à 1 m) plus ou moins durs, puis de grès et grès marneux alternés en lits de plus en plus minces (66 m en tout) et se terminant par 8 m de marnes gréseuses.

4: Début hésitant: 2,50 m de cailloutis suivis de grès et de grès mar-

neux, puis conglomérats francs (vers le 100 mètre) suivis de grès en gros bancs puis en lits de plus en plus minces: en tout 77 m.

5, 5a, 5b, 5c: série uniquement gréseuse ou gréso-marneuse épaisse de 500 m. Les subdivisions concernent des ensembles de grès francs en gros bancs passant à des grès marneux en lits minces.

6: Puissante masse de conglomérats entrecroisés de grès: limite inférieure nette, indécise vers le haut. C'est dans ce niveau que se trouvent les très gros galets mentionnés plus haut; ils sont parfaitement arrondis. Ce banc, qui indique une reprise brutale des arrivages de gros calibre après le long intermède gréseux de «5», est suivi lui-même par 180 m de grès, grès lités, marnes à petits lits de grès.

L'importance relative des conglomérats dans le banc initial m'a paru diminuer rapidement vers le NW.

7, 7a, 7b, 7c: plusieurs cycles successifs débutant chacun par des conglomérats dont la limite inférieure, au contact des grès marneux sous-jacents, est dans chaque cas extrêmement tranchée; en 7b et 7c, on peut constater l'érosion des grès marneux par les galets.

8: Entre 7c et 8, une discordance angulaire s'observe dans la vallée qui monte à la crête de Pétrostrounga. Il s'ensuit un léger désordre dans la succession des couches, puis le régime redevient exactement ce qu'il était. La discordance m'a paru locale (je ne l'ai pas retrouvée dans une vallée située plus au SE); elle témoigne néanmoins d'une légère inclinaison du fond vers le NE (enfoncement du centre du Sillon ou relèvement de son bord SW). Aussi le niveau 8 est-il gréseux, avec remaniement local des galets de 7c.

9: gros banc de conglomérats (90 m) suivi de grès et de cailloutis puis de grès, grès marneux lités, etc. En tout, 260 m.

Vers 150 m, sur une hauteur au NW d'une source, au dessus d'une maison isolée (sous l'abrupt de Pétrostrounga), des grès tendres contiennent de gros Foraminifères, visibles à l'œil nu, parmi lesquels, M. MARIE a reconnu:

Miogypsina complanata SCHLUMB.

Lepidocyclina (*Nephrolepidina*) sp.

Rotalia sp.

Austrotrillina brunni n. sp.

Cette dernière forme a été décrite et figurée dans le Bulletin de la S. G. F., 1955, fasc. 2, Pl. IX et X.

10: 106 m en tout, montre des récurrences conglomératiques jusqu'à 30 m, finit en grès lités.

C'est dans des grès correspondant à peu près à ce niveau que j'ai trouvé, quelques km au SE, sur une crête non loin du col au NW de Pentalofon, un amas isolé de calcaires récifaux de quelques mètres de longueur, à surface arrondie, assez usée. Les échantillons que j'en ai rapportés, étudiés par M. CHEVALIER, ont fourni des formes connues et quelques formes nouvelles. M. CHEVALIER y a distingué:

Porites girundiensis prima BERNARD

Porites sp.

Tarbellastraea cf. *reussiana* H. E. et J. H.

Pindosmilia brunni CHEVALIER¹

Favia pentalofoonensis CHEVALIER¹

La première espèce est de l'Aquitanién d'Aquitaine, la seconde a vécu, en Aquitaine également, de l'Aquitanién à l'Helvétien. Le gisement se trouve sans aucun doute dans l'Aquitanién.

Le niveau 11a offre l'intérêt de comporter des grès durs formant un bec très repérable sur la plupart des éperons issus de la crête principale.

12: plusieurs bancs conglomératiques sont suivis par une grande masse gréseuse, en bancs d'abord très épais, puis plus minces, qui forme ici la crête principale des monts Voïon (Pl. VIII, fig. 4).

L'autre versant, en pente douce, étant boisé, la suite de la coupe se trouve déportée de 3 km vers le NW, où le sommet de Paliokrimini (1804 m) expose des niveaux plus élevés. Ceux-ci sont d'ailleurs très monotones et formés par une succession continue de grès lités. Comme ces grès lités jouent, dans les parties plus centrales du Sillon, un rôle morphologique assez différent de celui des grès et conglomérats qui les précèdent, j'ai pris l'habitude de les distinguer sous le nom de «grès et marnes de Morphi» (village situé à l'E de Pentalofon). J'y ai récolté des moules de *Lamellibranches* indéterminables et d'assez curieux cônes gréseux de 10 cm de diamètre environ, dus sans doute à un animal fouisseur.

En réalité, ces grès lités alternant avec des lits plus ou moins marneux représentent un terme de passage très graduel entre la série gréso-conglomératique et les marnes de Tsotilion qui lui succèdent. On voit que la série dans son ensemble suit une courbe de variation analogue à celle des cycles particuliers, caractérisée par la diminution progressive des arrivages détritiques.

Les grès et les conglomérats dans le reste du Sillon.

Il est certain que la série gréso-conglomératique atteint son maximum d'épaisseur dans la région des monts Voïon. Elle demeure cependant assez semblable à elle-même tout le long de la moitié SW du Sillon où on la suit pendant longtemps, dominant les marnes, comme sur la fig. 3, Pl. VIII. Si, vers le SE, l'altitude des reliefs qu'ils provoquent décroît, c'est que, leur pendage étant plus accentué, ils ont présenté leur tranche à l'érosion, notamment à l'érosion post-miocène, et ont été plus arasés. On leur doit néanmoins les hauteurs continues qui forment le versant gauche (NE) de la vallée du Vénétikos jusqu'au coude par lequel cette rivière tourne vers le NE pour se diriger vers l'Haliakmon. La vallée, dès lors transversale, franchit les grès et les conglomérats en prenant par endroits l'allure de gorges.

1. Pour ces formes voir diagnoses et planches dans le *Bulletin de la S. G. F.* 1955 fasc. 2, p. 193—205.

Les conglomérats des Météors.

La série gréso-conglomératique n'affleure dans la moitié NE du Sillon qu'au SE du Vénétikos, dans la région des Khassia, puis, plus au SE encore, dans les conglomérats des Météors.

Dans la région des Khassia, couverte d'une interminable forêt de chênes, les affleurements sont limités à quelques ravins. Des conglomérats y apparaissent, coupés de grès rouges et de marnes grises : des lentilles d'asphalte ou de jais dur et brillant sont fréquentes et atteignent 1 m d'épaisseur; l'asphalte pénètre parfois verticalement dans les couches sus-jacentes.¹ Les galets des conglomérats sont en grande partie de nature ophiolithique et très fortement cimentés, mais ils ne sont pas rubéfiés et leur ciment n'est pas rouge. Ils diffèrent en cela des conglomérats de base décrits précédemment et on subi les effets d'un milieu réducteur. Leur origine doit se trouver dans la grande masse peu éloignée, du Vourinos. Sur la rive gauche de l'Haliakmon, vers le village de Sarakina, j'ai trouvé également des conglomérats contenant une grande abondance de calcaires à traces de Rudistes, qui montrent que le déblaiement de la couverture crétacée du massif pélagonien continuait.

Les relations stratigraphiques de ces dépôts avec la série gréso-conglomératique plus normale qui affleure plus à l'W, dans la grande crête qui fait face (à l'E) au village de Kipurio, n'ont pu encore être établies avec précision. Des marnes intercalées dans les conglomérats (basse vallée du Vénétikos) ont fourni, avec des débris de végétaux :

Cytherea incrassata LMK. var. plate SOW.²

Ostrea cf. *cyathula* LMK.

Tympanotomus margaritaceus BROCCHI

Pirenella plicata BRUG.

Melanopsis subulata SOW.

C'est là encore le Stampien supérieur - Aquitaniens inférieur; la dernière espèce (comme les débris de végétaux), témoigne plus particulièrement de l'influence des eaux douces qui devaient provenir en abondance du continent voisin.

Les conditions de gisement des célèbres conglomérats des Météors sont plus nettes car, depuis le village de Gavros, au S du coude de l'Haliakmon, ils forment une magnifique corniche au-dessus des marnes sous-jacentes, corniche dont l'importance croît jusqu'à constituer les formidables piliers qui dominent Kalabaka et le début de la plaine de Thessalie (Pl. IX, fig. 3).

Cette formation spectaculaire a attiré l'attention de tous les géologues qui ont traversé cette région. Son âge aquitaniens, fondé sur la faune des marnes immédiatement sous-jacentes, paraît incontestable et il n'est guère nécessaire d'y revenir. Je me bornerai à quelques remarques concernant leur dépôt et leur signification.

1. De telles lentilles apparaissent dans d'autres parties du Sillon, surtout dans ses régions axiales. Elles ne sont pas identiques aux bancs de lignite que l'on trouve également à certains niveaux.

2. Déterminations de Melle S. GILLET.

Les conglomérats ont, au-dessus de Kalabaka, environ 300 m. de puissance. Leur épaisseur diminue dans toute les directions et en particulier vers le NE, en direction du massif pélagonien – plus précisément, en direction du massif ancien de Thessalie (Kamvounia, Antikhassia): c'est de ce massif que provenait cette énorme quantité de galets, lesquels sont essentiellement de nature cristalline et cristallophyllienne. Les conglomérats sont grossièrement stratifiés et montrent un léger pendage vers l'W. Ce pendage est en grande partie dû au mode de dépôt torrentiel, car celui des marnes sous-jacentes est moins accentué: celles-ci ont donc été recreusées par la ruée des galets.

Il n'est donc pas douteux, comme PHILIPPSON l'avait déjà constaté, que les conglomérats des Météors correspondent au cône de déjection sous-marin d'un fleuve de régime torrentiel qui descendait du massif ancien. Ils témoignent à leur tour de l'accentuation brutale de l'érosion de ce massif; vers le haut, ils passent à des grès qui révèlent le ralentissement progressif de cette érosion.

Les galets apportés par le fleuve qui descendait du massif ancien de Thessalie se sont accumulés dans l'axe du Sillon, ici particulièrement étroit, et se sont sans doute étalés au loin. Leur affleurement est interrompu aujourd'hui par la surrection transversale correspondant au faite des Khassia (limite des bassins de l'Haliakmon et du Pénée), où les formations inférieures viennent au jour. Ils ne constituaient assurément que l'une des sources qui ont alimenté la série gréso-conglomératique qui se trouve à ce niveau dans l'ensemble du Sillon. D'autres fleuves torrentiels, dont les cônes de déjection sont aujourd'hui enfouis à de grandes profondeurs, devaient descendre du massif pélagonien, en particulier du N des monts Askion, du Vitsi, de la Neretchka Planina, au N de Kastoria. Déferlant par vagues successives, accompagnées de courants de turbidité leurs galets étaient entraînés par les eaux agitées du bras de mer du Sillon et largement étalés, progressant à même le fond vers les régions les plus déprimées.

4. Les marnes de Tsotilion.

Nous avons vu que les grès de Pentalofon passent progressivement à des marnes par l'intermédiaire des grès de Morphi.

Les marnes de Tsotilion sont des marnes grises, comprenant encore des lits gréseux. On peut leur attribuer – un peu arbitrairement, car les limites de la formation ne sont nettes ni à la base ni au sommet – une épaisseur de 600 m. Elles occupent toute la partie axiale du Sillon, entre le bassin plio-quaternaire de Grévéna et les hauteurs miocènes des Kastanokhoria; au NW de celles-ci, elles affleurent à nouveau largement. L'érosion y a sculpté d'innombrables vallées bien ouvertes, qui ne s'opposent ni aux cultures ni aux communications.

Les marnes de Tsotilion sont fossilifères, mais les coquilles y sont très fragiles et je n'y ai recueilli jusqu'à présent que des débris de *Pecten* indéterminables. J'en ai rapporté également les fragments d'un dauphin récolté près du village d'Anarghyro (N de Tsotilion), sur les indications du Pope de ce vil-

lage¹. Ces restes ont été examinés par M. l'abbé LAVOCAT, mais n'ont pu être déterminés spécifiquement. Des grès voisins contiennent des empreintes de feuilles, toujours des débris de *Pecten* et un Polypier isolé en forme de corne, *Ceratotrochus* sp.

Des grès situés dans une position analogue, surmontant un lambeau des conglomérats des Météors, au SW de Sina Kerasia m'ont fourni²:

Miltha incrassata (DUBOIS) s. sp. *subscopulorum* D'ORB.

Pirenella picta BAST. var. *cingulata* GRAT.

» *plicata* BRUG.

Tympanotomus margaritaceus var. *calcaratus* GRAT.

» » var. *meniliiformis* GRAT.

C'est là une faune aquitanienne - burdigalienne à peu près identique à celle qui a été citée plus haut. La découverte de *Pecten* déterminables permettra de préciser les éléments nouveaux de la faune des marnes de Tsotilion, par lesquels celles-ci se distinguent des niveaux inférieurs et se rapprochent des termes sus-jacents.

5. Les grès et calcaires d'Odria.

Vers le sommet des marnes de Tsotilion, des bancs de grès de plusieurs mètres d'épaisseur s'insèrent dans la série, annonçant un changement de régime de sédimentation. En même temps, on observe des discordances angulaires qui, pour être locales dans le détail, n'en sont pas moins constamment localisées à ces niveaux: je les ai notées au SE du plateau d'Odria, près du village de Zoni (SW de Damaskinia) et 15 km au NW, dans la vallée de l'Haliakmon, sous le gros bourg de Nestorion, où l'on peut voir des couches faillées et basculées recouvertes par des grès subhorizontaux. Le sens général de ces mouvements, qui marquent la base du Burdigalien, peut se ramener à un début de relèvement de la bordure SW du Sillon; ils annoncent la tectonique actuelle.

Les calcaires à *Lithothamnium* qui couronnent les grès sont compacts et donnent lieu à une corniche caractéristique d'une vingtaine de mètres (Pl. IX, fig. 4). La surface du plateau est criblée de dolines. Malgré l'altitude (1.400-1.500 m), la présence des calcaires, si rare dans ce pays, a attiré les cultures.³

1. Cet ecclésiastique, hospitalier et d'esprit curieux, possède d'autres objets dignes d'intérêt: débris de poterie, pièces de monnaie—les pièces à l'effigie de PHILIPPE ou d'ALEXANDRE sont très courantes dans cette région—et surtout une hache en pierre polie d'un travail parfait.

2. Déterminations de Melle MONGIN.

3. Les régions gréseuses qui dominent topographiquement le pays des marnes de Tsotilion ont reçu le nom de «Kastanokhoria», ou villages des châtaigniers, la récolte des châtaignes représentant une bonne part du revenu de leurs habitants. Les hommes de Pentafon et des villages voisins sont des maçons itinérants.

Les grès sous-jacents aux calcaires ont fourni :

Flabellipecten pasinii MENEG.
» *vinassai* UGOLINI
Clypeaster gregorii LAMBERT

Ces formes sont typiquement miocènes. Les *Pecten* se retrouvent en Aquitaine et en Syrie. L'âge burdigalien des niveaux qui les ont fourni ici est précisé par l'âge helvétien des couches qui les surmontent immédiatement.

Les grès et les calcaires d'Odria ont été déblayés par l'érosion dans la plus grande partie du Sillon. Vers l'E, ils plongent très graduellement sous l'Helvétien. On peut constater que l'épaisseur des calcaires décroît dans cette direction ainsi que vers le SE, et il est probable qu'ils disparaissent totalement. 50 km au SE du plateau d'Odria, près du village d'Iliès, SW du Vourinos, des grès calcaires m'ont fourni une faune rappelant la précédente, avec :

Flabellipecten pasinii MENEG.
» *fraterculus* SOW.
Chlamys sp.

Vers le NW, au contraire, l'importance des calcaires paraît croître. Ils forment une corniche assez puissante au-dessus de Nestorion, sur la rive N du haut Haliakmon. J. BOURCART les a retrouvés dans la Morova où leur épaisseur varie de 45 à 80 m.

6. Les niveaux terminaux : l'Helvétien.

Les calcaires d'Odria plongent très doucement vers l'E sous une série de marnes, de marnes sableuses, de calcaires gréseux (trois bancs distincts) et de lignites (1 m, 60 d'épaisseur au NW de Damaskinia) qui forment le sommet d'Orliás (1. 354 m). L'épaisseur de la série en ce point est d'environ 150 m.

Les grès calcaires sont fossilifères, notamment ceux qui surmontent les lignites. Ils ont fourni une faune de Mollusques dont la plupart des espèces datent du Miocène moyen ou supérieur : ¹.

Tapes vetulus BASTEROT
Cardium (*Laevicardium*) *gallicum* MAYER
» cf. *girondicum* MAYER
» aff. *pelonatense* COSSM. et PEYR.
» (*Trachycardium*) aff. *fraterum* MAYER nov. sp.
» cf. *edule* LINNE
» sp.
Venus (*Ventricola*) *multilamella* LMK.
» (*Omphalochlathrum*) *aglaurae* BRONG.
Cordiopsis islandicoides LMK.
Thracia pubescens PULTENEY

1. Déterminations de Mme S. PIMIENTA - FRENEIX et de Mr. PH. BRÉBION, du Centre d'Etude et de Documentation Paléontologique.

Eomiltha multilamellata DESH.

Megaxinus bellardianus MAYER

Pitaria rudis POLI var. *subgigantea* SACCO

Melongena cornuta AGASS.

Turritella terebralis LMK.

» » » var. *gradata* MENKE in HOERNES

Cardita (Glans) sp. groupe d'*intermedia* BROCCHI

Cette faune comprend des formes qui sont apparues au Miocène et existent encore à l'époque actuelle; il en est d'autres (*Venus aglaurae*) qui représentent des vestiges de l'Oligocène qui n'ont pas survécu à l'Helvétien. C'est donc à ce dernier étage qu'il convient d'attribuer ces couches.

A peu près au même niveau existe un banc épais de 50 cm environ qui est formé uniquement de coquilles d'huîtres. On peut le suivre sur plusieurs kilomètres. Les huîtres, de très grande taille, se rapportent à *Ostrea crassissima* LMK.

Dans des niveaux de grès tendres qui sont parmi les plus élevés, j'ai trouvé, à mi-chemin entre Damaskinia et Argos Orestikon: *Clypeaster melitensis* MICH.¹ forme typiquement helvétique, accompagnée de:

Cardium sp.

Flabellipecten bassanensis OPP.

du Tortonien inférieur d'Italie.

Le long de la bordure orientale du Sillon, ces niveaux supérieurs, qui n'ont pas encore été enlevés par l'érosion, se présentent sous la forme de calcaires récifaux, grumeleux et jaunâtres, en contact direct avec les calcaires mésozoïques qui formaient là le rivage de la mer helvétique. Ces formations récifales affleurent notamment à l'W de Kastoria et 12 km plus au SE, près du village de Bogatsikon, elles ont fourni:

Diploastraea diversiformis MICH. sp.

Plesiastrea romettensis SEGUENZA

Aquitanastraea cf. *pruvosti* CHEVALIER

Favites cf. *irregularis* DEFR.

Heliastrea bainbridgensis VAUGHAM var. *Kastoriaea* CHEV.²

Stylophora aff. *raristella* MICH.

Turbinaria sp.

et, près de Smiksi, non loin de Bogatsikon: *Tarbellastraea ellisiana* DEFR. sp.

La plupart de ces formes ont été trouvées aussi bien dans le Burdigalien supérieur d'Aquitaine que dans l'Helvétien du Piémont et de Sicile. Elles soulignent le caractère strictement marin, méditerranéen, du Miocène du Sillon.

1. Détermination de M. ROMAN, du C. E. D. P.

2. cf. B. S. G. F. 1955 fasc. 2, p. 199, Pl. VIII, fig. 1.

Le Pontien.

Les grès tendres à *Clypeaster melitensis* se poursuivent par des niveaux presque sableux qui représentent les dernières formations marines du Sillon. Ces couches, qui sont demeurées en cet endroit (W d'Argos Orestikon, 10 km environ au SW du lac de Kastoria) presque horizontales, sont surmontées par des sables graveleux rougeâtres d'origine continentale.

Ces dépôts continentaux ont été conservés sur la partie qui est, tectoniquement, la plus déprimée de la longue butte témoin de terrains miocènes qui va du plateau d'Odria aux abords d'Argos Orestikon. Leur altitude est ici d'environ 950 m; ils sont, de ce seul fait, parfaitement distincts des formations lacustres dont il sera question au chapitre suivant, et dont l'altitude ne dépasse jamais 700 m. Ils témoignent du retrait définitif de la mer et doivent être rapportés, soit à la fin du Tortonien, soit au Pontien.

Désormais, le Sillon sera soumis à un régime strictement continental, comprenant des périodes d'alluvionnement fluvial ou lacustre, alternant avec des phases d'érosion plus ou moins active.

Après son évacuation par la mer, le Sillon reçut d'abondants apports fluviaux dont on trouve les traces sous forme de hautes terrasses situées à peu près à l'altitude des dépôts précédents et qui sont caractérisées par la présence de galets provenant des massifs anciens. Un tel épaulement est accroché, vers 1.000 m, au flanc NW des monts du Vourinos, entre le village de Paléokastron et la vallée sèche de Porta. Il comprend des galets de granite ou de schistes cristallins ayant plus de 0,50 m de diamètre. La présence de ces énormes galets de granite dans ces parages uniquement calcaires ou ophiolithiques témoigne de la puissance des cours d'eau qui les ont apportés.

J. BOURCART (1919 a et b, 1922, p. 96 et 122) souligna la grande extension de ces vestiges d'un réseau hydrographique tertiaire, qu'il rapporta au Pontien, tant en considération de leurs relations avec les sédiments lacustres pliocènes, qui leur sont bien postérieurs, qu'en raison de la découverte qu'il y fit, près de Pogradec, de deux dents d'*Hipparion gracile*. Il montra qu'un fleuve puissant s'était installé à cette époque sur l'emplacement du bras de mer du Sillon et qu'il s'écoulait en sens inverse de l'Haliakmon actuel, c'est-à-dire vers le NW, vers l'Adriatique.

Dans la partie S de notre région, un réseau hydrographique analogue devait se diriger plus directement vers l'W. J'ai en effet trouvé des galets de grandes dimensions et provenant, comme les précédents, des massifs anciens des zones internes (galets de granite, de conglomérats permien et de calcaires à Orbitoïdes), dans une situation encore plus insolite, sur les pentes du Khioli, suite du Dokimi, au S du haut Pénée. Ils reposent ici, aux environs de 1.500 m sur un replat topographique, reste d'une surface ancienne sur laquelle nous reviendrons dans l'étude morphologique. Notons seulement, dès à présent, que cette altitude des galets, qui ne peut être leur altitude primitive (ni glacier ni cours d'eau n'eussent pu assurer leur transport), implique un soulèvement important de la partie axiale du Pinde, soulèvement amplement confirmé par la profondeur du recreusement des vallées.

Je rappelle enfin que les conglomérats de Métamorphosis, tout au moins leur partie terminale, sont sans doute contemporains de cet épisode fluvial, mais qu'ils paraissent avoir une histoire un peu indépendante et s'être étalés au fond d'un bassin déjà isolé, dont l'aire d'alimentation devait être relativement restreinte.

Les mouvements post - miocènes.

Les couches miocènes ont été exondées, relevées et même fortement redressées sur leur bord SW, puis, comme nous le verrons au chapitre suivant, arrasées et recreusées avant l'établissement des lacs du Pliocène supérieur.

De vigoureux mouvements se sont donc produits dès le Pontien. L'étude morphologique nous montrera qu'ils se sont poursuivis assez longtemps et qu'ils durent peut-être encore. On peut toutefois en retracer, dès à présent, les phases initiales.

L'arrivée dans le Sillon de gros galets provenant des zones internes révèle que ces mouvements se manifestèrent en tout premier lieu, par une nouvelle et puissante surrection du massif pélagonien. Cette dernière tuméfaction entraîna, cette fois-ci, l'émersion du Sillon. Cependant, le véritable plissement qui atteignit alors la bordure SW du Sillon et le Pinde (cf. 3ème partie, chap. III et IV), ne se traduisit pas par une surrection immédiate de ces régions, comme le prouve la dispersion des galets cristallins sur une ancienne surface du Pinde - surface qui, précisons - le tout de suite, n'a pas subi de déformation appréciable, et qui est donc postérieure au plissement.

Ce plissement ne fut que le point de départ du processus de surrection qui a déterminé la configuration actuelle de la chaîne.

Résumé et conclusions.

Assez de considérations générales ont été développées aux diverses étapes de ce chapitre pour nous épargner d'y revenir longuement.

Rappelons seulement les grandes lignes de cette histoire qui paraît assez nettement dessinée.

La fin de l'Eocène est une période de constriction puissante. Tandis que la fosse orogène pindique se ferme et qu'une partie des formations qu'elle contenait, y compris les ophiolithes, sont expulsées, charriées sur la portion effondrée de la zone de Tymphé et, émergeant, donnent naissance à une *ride pindique*, le Sillon, qui avait été en grande partie émergé pendant l'Eocène, joue en synclinal et est envahi par la mer dans toute sa longueur.

Sur la rive NE, la tuméfaction du massif pélagonien était ancienne, ayant largement précédé le paroxysme orogénique du Pinde. Elle passe alors sans doute par un maximum et le détroit de Kozani est définitivement abandonné par la mer; il subira une érosion réduite, qui respectera une grande partie des dépôts crétacés. A une date indéterminée de l'Oligocène ou du Miocène, il se constituera en un bassin qui recevra, comme le Sillon, mais en quantités

relativement infime, des produits détritiques alternativement très grossiers et plus fins provenant des hauts lieux avoisinants.

La grande crise orogénique est suivie par une récession générale. La ride pindique, surtout, sans doute exagérément exaltée, amorce un mouvement d'affaissement qui va se poursuivre jusqu'au Burdigalien. Elle entraîne avec elle la bordure SW du Sillon, qui s'approfondit.

Cependant, le massif pélagonien reprenait bientôt son mouvement d'ascension, se gonflait, se tuméfiait à nouveau. Car comment expliquer les cycles de la série aquitanienne de Pentalofoa autrement que par des surrections successives dont chacune provoquait une vive reprise de l'érosion qui rétablissait peu à peu l'équilibre morphologique, réduisant ainsi graduellement le calibre des produits arrachés au continent et transportés à la mer? Les saccades ascensionnelles peuvent se répartir en deux groupes séparés par une phase de répit et une reprise isolée: le groupe des cycles de la base de la série, qui aboutit à l'épisode gréseux No 5, à variations atténuées; le cycle 6 marque un nouveau début suivi d'un court répit puis de reprises nombreuses et d'un rétablissement d'équilibre qui s'étalera jusqu'aux marnes de Tsotilion incluses.

Vers la fin de l'Aquitanién, des discordances révèlent que le Pinde était à son tour atteint par des tendances ascensionnelles qui entraînaient également le Sillon. Dans celui-ci, devenu peu profond, se développaient bientôt des calcaires phytogènes, accompagnés de marnes, de sables, de lignites, de bancs d'huîtres.

Enfin, une nouvelle et dernière tuméfaction du massif pélagonien, qui provoqua, comme au cours de l'Eocène, l'émersion du Sillon, annonçait l'ultime phase de plissements que devait subir la chaîne du Pinde. De puissants cours d'eau pontiens qui descendaient des massifs anciens et dont on trouve des vestiges correspondant aux «hautes terrasses», creusaient des vallées, érodaient les sédiments marins récemment exondés et préparaient la voie à l'envahissement de la région par les lacs qui allaient leur succéder à la suite de la surrection du Pinde et des effondrements du massif ancien.

CHAPITRE VII

LE PLIOCÈNE ET LE QUATERNAIRE ANCIEN

Ces deux époques sont réunies ici car les terrains qui leur correspondent sont répartis dans les mêmes bassins et ne peuvent être encore légitimement séparés. Le Quaternaire récent se distingue par contre assez bien, ne serait-ce que sur la base de l'analyse morphologique.

Nous considérerons surtout ici les dépôts pliocènes et quaternaires du sillon méso-hellénique. Ceux des bassins lacustres isolés — (bassins de Ptolemaïs, de Kozani — Servia, de Yanina) — seront d'autant plus brièvement mentionnés qu'ils ont fait l'objet d'études particulières de la part d'autres géologues.

Historique.

Les formations lacustres qui occupent les parties basses du Sillon, aux environs des petites villes de Grévèna et de Néapolis (anciennement Lapsista) ont été découvertes par GORCEIX (1874) puis revues par HILBER (1893) qui y recueillit une faune de Vertébrés à *Equus stenonis* et *Elephas meridionalis*.

J. CVIJIC (1911) reconstitua, sur la base d'observations morphologiques, un vaste système d'anciens lacs pliocènes et quaternaires qui communiquaient entre eux par une suite de seuils et qu'il appela le «Lac Egéen». Il distingua les différents bassins de cet ancien lac au moyen de noms qu'il emprunta, lorsque cela était possible, aux noms antiques des petites plaines qui subsistaient sur leur emplacement. Ainsi, la plaine de Ptolemaïs correspond, avec celle de Florina qui lui fait suite, au «lac d'Eordea» et le bassin de Kozani — Servia, réuni à celui qui occupe le fond du Sillon est issu du «lac d'Elimeia — Kastoria». Comme je le soulignerai plus loin, ces deux bassins, d'origine totalement différente, méritent d'être désignés par des noms distincts.

J. BOURCART, qui suivit ces dépôts lacustres depuis l'Albanie jusqu'à l'orée de la Thessalie montra que les anciens lacs avaient englobé les lacs Das-sarètes (Okhrida et Prespa) qui sont donc fort anciens. On sait que la faune actuelle du lac d'Okhrida est, par certains de ses aspects, une faune relique ; enfin comme je l'ai indiqué au chapitre précédent, il distingua les dépôts fluviaux pontiens des dépôts lacustres postérieurs.

A l'extrémité SW de notre région, les alluvions qui entourent le lac de Yanina seraient d'âge méotique selon G. F. DOLLFUS (1921) qui étudia une faune de Mollusques rapportée par M. DALLONI ; il est hors de doute, cependant, que la dépression de Yanina comprend également des alluvions beaucoup plus récentes, voire sub — actuelles.

Quant aux dépôts pliocènes du bassin de Ptolemaïs, ils contiennent la plus importante réserve de lignite de la Grèce. A ce titre, ils ont fait l'objet d'études détaillées qui ont été menées, avec l'appui de nombreux forages, par

J. N. PAPASTAMATIOU (1952) pour l'Institute for Geology and Subsurface Research d'Athènes.

Rappelons, pour terminer, que les gisements de Vertébrés découverts jusqu'ici dans le S de la péninsule balkanique étaient surtout pontiens. En dehors du gisement célèbre de Pikermi, il faut citer celui de Vélès (faune à *Hipparion* étudiée par M. SCHLOSSER, 1921) et celui de Thessalonique (faune pontienne étudiée par C. ARAMBOURG et J. PIVETEAU). Ces deux derniers gisements se trouvent dans l'axe du sillon du Vardar.

LE PLIO-QUATERNAIRE LACUSTRE DU SILLON

Nature et âge des formations lacustres.

Les parties les plus déprimées du sillon méso-hellénique c'est-à-dire sa portion nord-orientale et le bassin qui entoure Grévéna, sont comblées par des formations pratiquement horizontales qui sont d'origine lacustre, comme le prouvent les coquilles d'*Unio* qu'elles contiennent. Ce sont tantôt des sables calcaires fins, tantôt des sables graveleux à stratification entrecroisée (Pl. IX, fig. 5) qui sont parfois cimentés par de l'oxyde de manganèse (ravin de Milia, NE de Grévéna) tantôt enfin des conglomérats. La répartition de ces derniers est locale et non stratigraphique; nous y reviendrons un peu plus loin.

L'épaisseur de ces formations est variable, puisque leur surface supérieure est plane, tandis que leur soubassement est diversement accidenté; elle peut atteindre 200 m.

Les régions où dominent les dépôts sableux, au N de Grévéna (entre cette ville et Néapolis) contiennent de nombreux restes de Mammifères. Outre *Elephas meridionalis* et *Equus stenonis*, j'y ai trouvé des ossements et des dents appartenant à ¹

Mastodon borsoni HEYS.

Hipparion sp. *Rhinoceros* sp., Cervidés divers.

M. borsoni qui peut être un peu plus ancien que *E. meridionalis* coexiste souvent avec lui dans divers gisements classiques du Villafranchien. C'est à cet étage qu'il convient de rapporter les formations lacustres du Sillon.

Une étude méthodique de ces gisements de Mammifères pourrait apporter des résultats intéressants, tant stratigraphiques (les fossiles trouvés jusqu'ici n'étaient pas en place) que paléontologiques. Par endroits, les débris d'ossements sont assez nombreux, mais ils demeurent dispersés: on n'y a pas rencontré jusqu'à présent de ces accumulations de fossiles, de ces véritables cimetières de Vertébrés, qui ont fait la célébrité d'autres gisements.

1. M. l'abbé LAVOCAT a bien voulu examiner ces restes de Mammifères et les a également soumis à M. le Professeur ARAMBOURG.

Répartition et conditions de gisement des formations lacustres.

La surface supérieure des dépôts lacustres est encore en grande partie conservée; elle est pratiquement plane et se trouve à 624 m autour de Grévéna, montant imperceptiblement jusqu'à 630 m sur le bord W du bassin. Vers le NE, ces dépôts atteignent le pied des monts Askion et du Vourinos; ils y sont surmontés par des nappes éluviales quaternaires grâce auxquelles le niveau de la surface supérieure des dépôts horizontaux peut atteindre 670 m environ.

Les limites des formations lacustres sont très exactement dessinées par

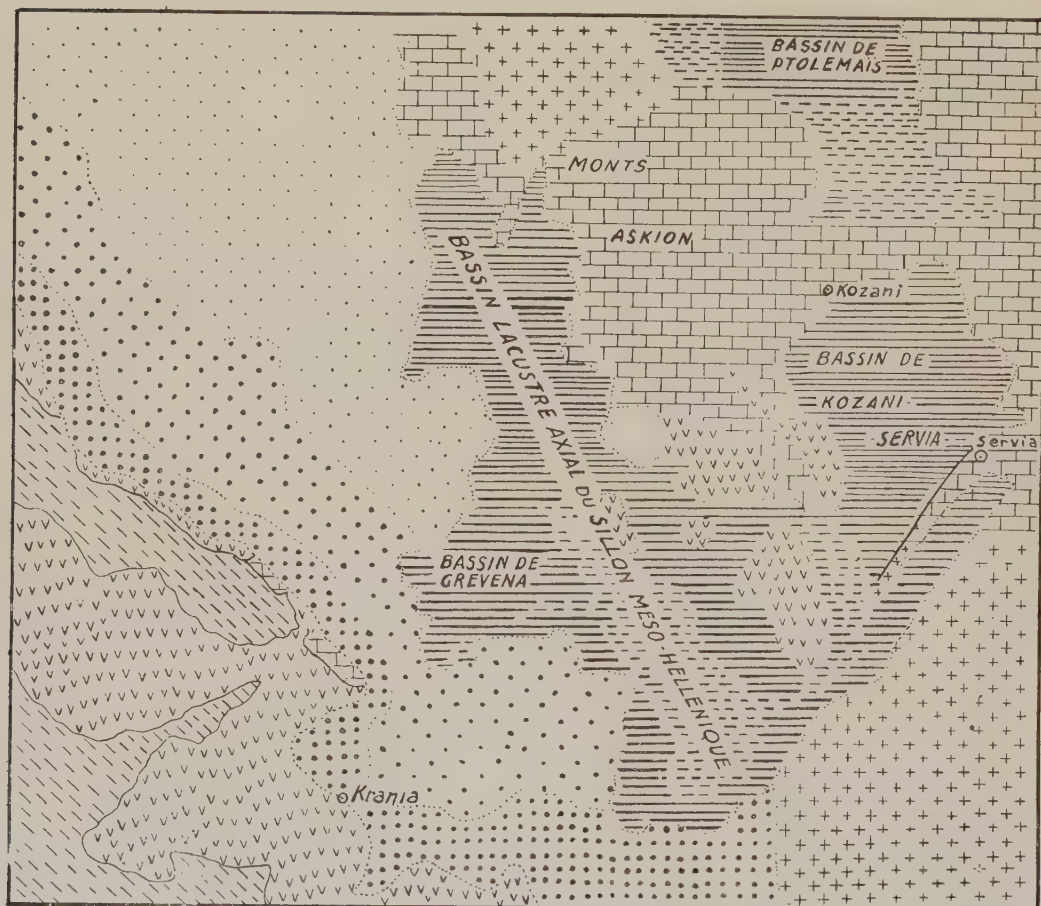


Fig. 51. Disposition des formations lacustres plio-quaternaires au bord SW du massif pélagonien.

Hachures horizontales: formations lacustres; tireté horizontal: parties érodées ou recouvertes de Quaternaire récent.

Les autres formations sont indiquées schématiquement, afin de souligner la transgressivité des formations lacustres:

pointillé: Oligocène et Miocène du Sillon (Stampien, Aquitanien, Miocène); tireté oblique: Flysch; «v»: ophiolites; maçonnerie: calcaires mésozoïques; croix: terrains cristallophylliens.

l'intersection de leur surface supérieure avec une topographie préexistante. Cette topographie résultait du travail de l'érosion qui s'était poursuivi depuis l'évacuation du Sillon par la mer, à la fin du Miocène. Nous reviendrons, à propos de l'étude morphologique, sur le relief antévillafanchien. Notons seulement que l'extension des dépôts lacustres n'est déterminée par la structure du Sillon que dans la mesure où celle-ci a guidé l'érosion antérieure.

Les dépôts lacustres reposent, dans l'axe structural du Sillon, sur les divers termes de la série oligo-miocène, parfois directement sur leur soubassement (ophiolithes, calcaires crétacés). Vers l'W, les couches horizontales recouvrent en discordance la tranche arasée des grès et des conglomérats de Pentafon. Cette discordance s'observe particulièrement bien dans le ravin du Vénitikos, au SW de Grévéna. L'avancée vers l'W des dépôts lacustres, qui constitue le bassin de Grévéna, est redevable à l'existence, antérieurement à l'établissement du lac villafanchien, d'une large vallée qui descendait du Pinde pour rejoindre la vallée axiale du Sillon. Cet affluent a continué de fonctionner durant la période lacustre et c'est ce qui explique que les conglomérats formés de galets ophiolithiques issus du Pinde soient particulièrement abondants dans cette région.

Ce nouvel apport de galets issus du Pinde témoigne de la surrection de cette chaîne au cours du Pliocène. Depuis l'émersion de la ride pindique, au début de l'Oligocène, émersion qui fut suivie par un nouvel enfoncement de la chaîne, les éléments de gros calibre qui parvenaient au Sillon étaient, jusqu'au Pontien inclus, originaires des massifs internes. Une nouvelle surrection de la chaîne du Pinde a donc commencé à la suite des plissements post-miocènes. Cette conclusion sera vérifiée par l'étude morphologique.

Tandis que se poursuivait la surrection de la chaîne du Pinde (et d'une partie des zones externes), des effondrements se sont produits dans les zones internes et dans la partie du Sillon attenante à celles-ci, déterminant la formation des «lacs égéens». On peut observer en effet en divers endroits et notamment dans les coupes fournies par la vallée de l'Haliakmon à l'E et au NE de Grévéna, des failles qui ont affecté les marnes meubles sous-jacentes aux formations lacustres et dont la dénivellation a été fossilisée par celles-ci. Ces failles sont donc immédiatement antérieures à l'établissement du lac et on ne peut douter qu'elles soient en rapport avec les effondrements qui sont à l'origine de la dépression lacustre.

Les dépôts lacustres des bassins de Ptolémaïs et de Kozani-Servia.

Bien que séparés par les faibles reliefs calcaires sur lesquels est bâtie la ville de Kozani, les dépôts de ces deux bassins sont très semblables et ont la même origine. Ceux du bassin de Ptolémaïs, qui renferment d'énormes réserves de lignite - évaluées à un minimum de 500 millions de tonnes, avec des couches atteignant 26 m d'épaisseur - ont été étudiés en détail par J. N. PAPASTAMATIOU et il suffira de renvoyer à la description qu'en a publiée l'Institute for Geology and Subsurface Research (1952).

D'une manière générale, les dépôts, formés surtout de marnes blanches, parfois sableuses, sont de grain plus fin et plus régulier que ceux du Sillon. Les lignites, qui sont principalement d'origine autochtone, révèlent que les anciens lacs étaient souvent marécageux, alors que les conglomérats et la stratification entrecroisée que nous avons trouvés dans le Sillon témoignent non seulement de la proximité du Pinde en voie de surrection, mais aussi de l'agitation des eaux. Le lac allongé du Sillon, qui recevait beaucoup d'eau de la chaîne du Pinde, avait probablement aussi un émissaire important qui s'échappait soit vers la Thessalie, soit vers l'Adriatique, par la dépression du Mati.

Au contraire, les lacs de Ptolémaïs et de Kozani-Servia occupaient des dépressions beaucoup plus circonscrites dues aux effondrements qui s'étaient produits à l'intérieur des massifs anciens. Le premier de ces lacs correspondait, à cette époque comme aujourd'hui, à une dépression fermée, tandis que le second ne communiquait avec celui du Sillon que par un seuil très peu profond, au S des monts du Vourinos. Tant en raison de la nature de leurs dépôts que de leur origine, il convient de distinguer les lacs qui se sont établis dans les dépressions du massif ancien de celui qui occupa temporairement les parties déprimées du Sillon méso-hellénique.

CHAPITRE VIII

LE QUATERNAIRE RECENT

Les dépôts quaternaires ont, dans certaines plaines de la péninsule hellénique, une grande importance économique du fait qu'ils contiennent très fréquemment des niveaux d'eau alimentant des puits artésiens. L'étude des alluvions quaternaires constitue donc une branche importante de la géologie de ces régions.

Du point de vue qui nous intéresse ici, ce sera surtout à l'étude morphologique (quatrième Partie) que nous aurons recours pour tracer les derniers stades de l'évolution orogénique. Nous nous bornerons dans ce chapitre ci à énumérer les principaux dépôts postérieurs au Villafranchien dans notre région.

I. Dépôts lacustres.

La dépression de Ptolémaïs est encore dénuée d'écoulement superficiel et comporte quatre lacs et deux régions marécageuses. Les dépôts quaternaires y couvrent des étendues importantes; leurs affleurements et leur épaisseur sont liés aux mouvements verticaux récents qui ont affecté les couches levantines lignifères. J. N. PAPASTAMATIOU signale qu'un forage pratiqué dans la région de Ptolémaïs, où passe un fossé médian a été descendu à 230 m sans quitter les dépôts du Quaternaire récent. Ceux-ci sont moins épais aux endroits qui n'ont pas subi d'affaissement.

Le Quaternaire est donc discordant sur les couches levantines plus ou moins disloquées.

Une telle discordance s'observe également dans le bassin de Kozani-Servia; selon un renseignement fourni par M. KARAGEORGIOU, géologue à l'Institute for Geology and Subsurface Research, une discordance angulaire de plus de 30° s'observe dans le ravin de Leukarias, affluent de gauche de l'Haliakmon au N de Servia.

Au pied de la grande faille transversale de Servia, qui forme la limite S du bassin de Kozani-Servia, des marnes sableuses quaternaires contenant en abondance des Planorbes et des Lymnées dont

Lymnea (Radix) ovata var. *ampla* HARTM.

sont vigoureusement redressées vers la faille. Au S de celle-ci, les dépôts levantins à lignite sont portés à des altitudes diverses: les mouvements récents ont donc été importants dans cette région.

Les mêmes dépôts à Lymnées se trouvent dans le sillon méso-hellénique, à l'amont du grand coude de l'Haliakmon, nettement en contre-bas de la surface supérieure des dépôts villafranchiens. Ce petit lac fut déterminé par un barrage glaciaire et nous y reviendrons lors de l'étude morphologique.

Les lacs quaternaires du Sillon et de Kozani-Servia ont été vidés par l'établissement du nouveau cours SW-NE de l'Haliakmon, qui fut consécutif à la formation de la mer Egée au cours du Quaternaire (postérieurement à l'époque de l'*Elephas antiquus*, L. CAYEUX 1908).

A l'W de Kozani, les petites dépressions fermées de Xerolymni, Vateron, Scafidi, sont comblées par des dépôts quaternaires qui n'ont pas subi les attaques de l'érosion.

Les dépôts quaternaires de la plaine de Thessalie sont probablement très puissants; ils alimentent, vers Trikkala, de nombreux puits artésiens.

2. Autres dépôts quaternaires.

Les autres dépôts quaternaires seront mentionnés au cours de l'étude morphologique. Ils comprennent essentiellement les formations suivantes.

1). **Alluvions récentes.** Celles-ci sont réparties à diverses altitudes sur des terrasses fluviatiles. Elles sont généralement peu épaisses, car le creusement des vallées n'a subi que de brefs temps d'arrêt depuis le Villafranchien.

2). **Dépôts glaciaires.** Ils sont parfois assez abondants, mais toujours minimes en comparaison de ceux des Alpes. On y distingue deux phases principales dont la première a eu une extension considérable. Sur le flanc N du mont Vounassa, un glacier est descendu à deux reprises jusqu'à la vallée de l'Haliakmon (cf. Quatrième partie). Sur les plus hauts sommets du Pinde, un dernier stade de retrait a laissé de très petites moraines frontales bien conservées.

3). **Éboulis.** Des nappes d'éboulis en partie consolidés atteignent, en certains points du Pinde, des proportions surprenantes (W du Zygos, E du Mitsikéli, du Tymphé, etc.). En raison de l'altitude assez basse qu'ils atteignent dans les vallées, ils doivent être rapportés au Quaternaire, mais ils sont eux-mêmes entaillés par l'érosion récente. Il n'est pas impossible qu'ils correspondent à une phase inter-glaciaire.

CHAPITRE IX

CONCLUSIONS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Les zones. Résumé et remarques générales

Le tableau I (page 202) résume les formations stratigraphiques que nous avons distinguées au cours de cette étude. Il comprend quatre colonnes principales correspondant respectivement au massif pélagonien, au sillon méso-hellénique, à la zone du Pinde-Olonos et à la zone de Tymphé.

Il convient tout d'abord de préciser les critères généraux qui nous ont permis de distinguer ces zones, car ils ne correspondent pas tout à fait à ceux qui avaient été utilisés jusqu'ici pour la définition des zones isopiques-tectoniques de ces régions.

1) Nous avons été amenés à rejeter les critères fondés sur la présence ou l'absence à l'affleurement de certaines roches qui ont souvent été mises en avant ou jugées essentielles; les ophiolithes et les terrains cristallophylliens.

Les premières, issues de régions marginales, se trouvent insérées dans des séries stratigraphiques ayant des caractères opposés.

Les seconds peuvent être totalement dissimulés sous une couverture sédimentaire sans que soient altérés les caractères fondamentaux qui peuvent effectivement découler de leur présence sous-jacente: aussi, nous avons fait état (en ce qui concerne l'ensemble de la péninsule), d'une part des massifs cristallins internes, d'autre part de la zone des massifs cristallins internes, d'extension beaucoup plus large.

2) Nous nous sommes fondés en grande partie sur les faciès. Mais il faut bien admettre que des variations longitudinales de faciès peuvent se produire dans une même zone, surtout lorsqu'il s'agit d'une zone épicontinentale, de dépôts de mers peu profondes, où les inégalités du relief prennent une grande importance relative. A l'extrême, une même zone peut être, à un moment donné, immergée par endroits et exondée ailleurs mais présenter néanmoins une unité certaine.

Les analogies de faciès ne constituent donc qu'un fil directeur, particulièrement utile sur le terrain, mais qui demande à être corroboré, qui peut même passer au second plan.

3) Un second critère utilisable immédiatement est d'ordre tectonique. Ce n'est pas à dire que ces zones se confondent nécessairement avec des unités tectoniques, surtout dans la mesure où ce terme implique l'existence de lignes de chevauchement ou au moins de contacts anormaux séparant les unités consécutives; il s'agit seulement de constater — et c'est ce que nous ferons dans la troisième partie de ce travail — la prépondérance, dans chaque zone, d'un certain style tectonique. Mais la zone a eu une existence qui dépassa infiniment, en durée, le bref laps de temps au cours duquel fut acquise la struc-

LEGENDE EXPLICATIVE DE LA FIGURE 52

- I : zone de Paxos (hachures horizontales fines).
- II : zone adriatico - ionienne (hachures obliques).
- III : zone de Tripolitza (figuré «calcaires»).
- La zone de Tripolitza a été prolongée vers le NW, en dépit de la couverture de Flysch, pour inclure le massif de Gavrovo (que PHILIPPSON incluait déjà dans cette zone) puis celle que nous avons appelée «zone de Tymphé», à l'W du Pinde septentrional. En effet, même lorsque la série mésozoïque est invisible, il y a là une région qui se distingue par son style structural (grands plis et failles) tant des plis serrés de la zone adriatico - ionienne que des charriages très souples de la zone du Pinde - Olonos. Les limites, les caractères spécifiques et les relations de ces trois zones ont encore besoin d'être précisés.
- Les massifs cristallins externes (ici, celui du Péloponèse, indiqué par des croix) ont été inclus dans la zone de Tripolitza (ils portaient le No. 7, en chiffres arabes, dans le schéma de RENZ). En effet, en dépit des glissements entre une couverture calcaire et son substratum schisteux, il ne semble pas encore prouvé que la série de Tripolitza soit complètement allochtone, charriée. On peut donc, jusqu'à preuve du contraire, la considérer comme la couverture normale du socle cristallophyllien qui affleure dans le Péloponèse.
- IV : zone du Pinde - Olonos.
- V : zone intermédiaire (entre la zone --primitivement la fosse-- du Pinde - Olonos et celle des massifs cristallins internes). Cette zone intermédiaire présente tantôt un grand développement des faciès calcaires (hachures horizontales), tantôt une récession des faciès calcaires et de puissantes venues ophiolithiques.
- Je souligne encore une fois qu'il s'agit là d'une hypothèse de travail destinée à présenter une alternative possible à celle des grands charriages (voir texte : note, p. 45 et introduction de la IIIe partie) à laquelle C. RENZ fut conduit en considérant la «zone du Parnasse - Kiona» et celle de la «Grèce orientale» comme des entités séparées; C. RENZ admettait d'ailleurs l'existence de termes de passages entre ces deux zones, dont les lieux d'origine devaient être voisins; il est normal, dès lors, de chercher à les supposer «en place».
- VI : zone des massifs cristallins internes. Cette zone réunit les massifs cristallins et cristallophylliens (croix) avec leur couverture mésozoïque et tertiaire; celle-ci peut présenter de notables variations de faciès, en relation avec des inflexions axiales plus ou moins permanentes. Voir texte p. 25—27. L'Attique est considérée comme homologue du massif pélagonien.
- VII : zone du Vardar; elle reprend (par rapport au schéma de RENZ) sa place normale dans l'arc dinarique méridional. Texte p. 27, § 2.
- VIII : massif du Rhodope.



Fig. 52. Essai d'une esquisse simplifiée des zones isopiques - tectoniques de la Péninsule hellénique. D'après C. RENZ, modifié. (Comparer la fig. 7). Légende en face.

ture. Le style tectonique, comme le type de sédimentation (type de fosse, de hauts fonds, etc.) exprime le comportement mécanique de chaque zone aux diverses étapes du développement orogénique.

4) Nous avons, en outre, attaché une importance considérable au critère fourni par le synchronisme des mouvements orogéniques. C'est ainsi que, dans notre région, la distinction de premier ordre est celle qui oppose les zones internes où se sont produits d'importants mouvements vers le début du Crétacé, aux zones externes, où les séries mésozoïques sont concordantes. A l'intérieur des zones externes, les faciès, comme aussi, nous le verrons, le style tectonique permettent de distinguer l'ancienne fosse souple du Pinde-Olonos des hauts fonds rigides de la zone de Tymphé; en outre, l'apparition du Flysch et les plissements furent plus précoces dans la première que dans la seconde.

En résumé, les zones correspondent à des portions de la lithosphère ayant présenté, jusqu'à l'achèvement de l'orogénèse, un comportement mécanique particulier qui paraît lié à sa position par rapport à l'axe de la chaîne.

Ces principes généraux étant posés, les subdivisions du tableau méritent quelques commentaires.

Dans la première colonne, nous avons établi une subdivision correspondant au détroit de Kozani, qui est resté plus longtemps immergé que le reste du massif.

Le sillon méso-hellénique n'existe, tel qu'il se présente aujourd'hui, que depuis la montée des ophiolithes, au Jurassique supérieur. Antérieurement à cette époque, son emplacement correspondait au domaine intermédiaire entre le massif pélagonien et la fosse du Pinde-Olonos. Par la suite, il changea de caractère, son soubassement étant entièrement occupé par la racine des venues ophiolithiques. Ceci est indiqué par la disposition verticale du mot «ophiolithes» dans cette colonne.

Si, au lieu d'être restreint à notre région, ce tableau concernait l'ensemble des Dinarides méridionales, cette colonne devrait, dans le cadre de la synthèse que nous avons adoptée comme hypothèse de travail (fig. 52), comprendre les formations essentiellement calcaires du Parnasse-Kiona ou du haut Karst monténégrin-croate. On se souvient que c'est à la disparition locale de ces zones, liée à l'accentuation brutale de la flexure continent-océan, que nous avons rapporté la montée de puissantes masses ophiolithiques.

Dans la colonne correspondant à la zone du Pinde-Olonos, nous avons distingué une sous-zone bordière orientale qui ne s'est manifestée qu'au Crétacé supérieur. Il est probable qu'une étude détaillée de la zone du Pinde-Olonos mettrait en valeur une zone bordière occidentale, révélant des termes de passage à la zone de Tymphé.

La quatrième et dernière colonne concerne la zone de Tymphé. Les formations antérieures au Crétacé, que nous n'y avons pas trouvées, ont été extrapolées à partir de la zone de Tripolitza, à laquelle nous avons, jusqu'à preuve du contraire, assimilé celle de Tymphé.

Pour être complet - mais nous serions alors sortis des limites de notre région - ce tableau aurait dû comprendre une cinquième et une sixième colonne concernant respectivement la zone adriatico-ionienne, où l'on re-

M A S S I F P É L A G O N I E		
	Massif proprement dit	Détroit d
QUATERNAIRE VILLAFRANCHIEN PLIOCÈNE	Grandes dislocations, fractures et effondrements	Alluvions (lacs, val } Dépôts lacustre
PONTIEN	Surrection et puissant creusement	
TORTON - HELVET. BURDIGALIEN	Erosion adoucie	Grès conglom
AQUITANIEN	Surrections répétées : érosions violentes	d'eau d
STAMPIEN	Erosion modérée	(Cônes tor
OLIGOCÈNE INF.		— Emersion. Eros
PRIABONIEN LUTÉTIEN	Surrection, érosion accentuée	Conglom grès
ÉOCÈNE INF.	Emersion	pélites f
DANIEN		Calcaires à Pénéro
MAESTRICHTIEN	Transgression (calcaire) probable. Dépôts enlevés	Calcaires à Orbitoï
SÉNONIEN INF.		Calcaires fins à GL
TURONIEN	?	Calcaires noirs à F
CÉNOMANIEN	?	Calcaires à Orbitol
CRÉTACÉ INF.	Mouvements importants. Longue émersion.	
JURASSIQUE SUPÉRIEUR		O p h i o
JURASS. MOY. INF.	Calcaires à Polypiers, calc. lités, schistes, jaspes	
TRIAS SUP.	Calcaires organogènes en bancs	
TRIAS MOY.	Calcaires à Diplopores	
TRIAS INF. PERMIEN	Calcaires et grès fins bariolés	
CARBON. SUP.	Conglomérats et grès rouges, épanchements acides.	
PALÉOZOÏQUE ET CRISTALLIN	Grès et schistes sombres, Calcaires lités	
	Schistes cristallins, granites ophiolithes anciennes	

MELON MESO-HELLÉNIQUE		ZONE DU PINDE — OLONOS		ZONE DU TYMPHÉ	
antérieur au Jurassique: ZONE INTERMÉDIAIRE		NE	Centre SW		
		(Orliakas etc.)			
Erosion modérée Dépôts lacustres		Surrections successives Creusement de vallées		Surrections	
Erosion anté-lacustre Emersion		Alluvions Eboulis Glaciaire			
		Plissements (reprises)			
Marnes, calcaires à Polypiers Calcaires à Lithothamnées Marnes et conglomérats puissants Marnes Conglomérats ophiolithiques		Affaissement ou applanissement Marnes (Transgression limitée)		Plissements	
		Plissements majeurs. Emersion			
Marnes, grès, marnes, (localement)		Flysch terminal (galets cristallins)		Flysch ionien	
Erosion		Flysch gréseux			
Emersion		Flysch rouge		Calcaires à Nummulites	
Calcaires à Hippurites Calcaires lités, bréchiques et marneux, à Foraminifères		Flysch inférieur Calc. à Rudistes - à Orbitoïdes Calcaires très lités à petits Foraminifères Calc. bréchiques à Orbitolines		Calcaires et brèches à Orbitoïdes et Rudistes	
Mouvements atténués Radiolarites		Niveaux détritiques Radiolarites		Dolomies noires Microbrèche calcaire à Orbitolines	
Ophiolithes		Radiolarites		?	
Ophiolithes	Tufs, Schistes	Tufs, schistes, Jaspes, calcaires		(probablement série calcaire et dolomitique id. à celle de Tripolitza)	
	Calcaires des Klippes	Calcaires et jaspes			
	Calcaires à Halobies	Calcaires siliceux à Halobies			
	?	Calc. à Diplopores			
	?	?		?	
	?	Schistes noirs		Socle granitique	
		Schistes cristallins			

trouve, atténués, certains traits de la zone du Pinde-Olonos, et la zone de Paxos, dont on ne connaît que les formations postérieures au Crétacé et qui est caractérisée par l'absence du Flysch.

Dinarides, Alpides et Mésogée.

En dépit de leur diversité, ces séries stratigraphiques ont certains caractères communs, dont le principal, celui qui paraît déterminer tous les autres, est le suivant : dans toutes ces zones, c'est-à-dire, en somme, dans toute la largeur des Dinarides, la sédimentation fut, jusqu'à l'achèvement de l'orogénèse, sous l'influence dominante de la mer. On relève tout au plus, à certains niveaux et très localement, une certaine dessalure de la mer sous l'influence d'eaux douces descendues de terres émergées.

De cette constance de l'origine marine des terrains résulte une certaine continuité des séries (absolue dans les zones externes), une relative homogénéité des faciès.

Par ces deux caractères, les formations de notre région et, on peut le dire, de l'ensemble des Dinarides, s'opposent à celle des Alpides, ainsi qu'une rapide comparaison rassemblant des faits parfaitement connus permet de la constater.

Le contraste entre Dinarides, tournées vers la mer ouverte, et Alpides, internes, prend son origine au Carbonifère supérieur, au cours duquel les faciès d'eau douce dominant dans tout le rameau alpidique tandis que des faciès strictement marins règnent dans le rameau dinarique où, en outre, l'influence du littoral s'estompe vers l'extérieur, vers la Mésogée (fig. 11).

Une cordillère émergée continue séparait donc, à la suite des mouvements hercyniens, les domaines alpidique et dinarique. Dans le Sud de la Péninsule balkanique, un fragment de cette cordillère a été préservé et constitue le Rhodope, tandis que, dans d'autres secteurs du système alpin, elle fut oblitérée, dissimulée ou détruite par les mouvements postérieurs.

Derrière cette cordillère, le rameau alpidique se présentait sous la forme de sillons périphériques internes, tandis que le rameau dinarique était tourné vers la mer et devait le rester tout au long de son histoire.

Au Trias, les faciès lagunaires sont fréquents dans les diverses zones des Alpides, qui présentent également de nombreuses traces d'émersions. Dans notre région et dans les Dinarides en général, la mer s'est établie dès le Trias moyen et pour une longue durée.

Le Jurassique est l'époque de l'extension maximale de la mer. Néanmoins, en regard de la sédimentation marine continue qui régna sur le massif pélagonien jusqu'au Jurassique terminal, et bien au-delà dans les zones externes, le domaine alpidique est encore celui des lacunes, des transgressions (Lias, Dogger, Argovien, Tithonique) des cordillères, occasionnellement des calcaires oolithiques et des brèches (que l'on trouve jusque dans la zone des schistes lustrés), enfin même des couches de charbon (Lias).

En ce qui concerne le Crétacé nous avons souligné la différence entre le Crétacé transgressif marin des Dinarides internes et les véritables couches de Gosau du rameau alpidique, transgressives un peu plus tardivement et comprenant des intercalations d'eau douce.

Ces couches d'eau douce témoignent (comme le Flysch crétacé des Alpes orientales) de l'importance de l'orogénèse médiane qui sépara à nouveau complètement, dans toute la partie orientale du système alpin européen, le domaine dinarique du domaine alpidique.

Au cours de l'Eocène, les Dinarides représentent, bien plus que les Alpes, le domaine du Flysch largement répandu, même en dehors des zones ayant un caractère de fosse ou de géosynclinal ; elles offrent peut-être le meilleur exemple d'une chaîne en majeure partie immergée dans la période de préparation au plissement.

Après l'édification des chaînes, les rapports entre les dépressions subsistantes et la Mésogée sont réglés par une géographie voisine de celle que l'on observe actuellement. Si, par certains de ses caractères, le sillon méso-hellénique peut se comparer à la dépression molassique périalpine, il s'en distingue en tous cas par l'absence des couches d'eau douce.

Nous avons insisté, dans ce qui précède, sur les indices d'émersions ou l'existence de bassins fermés dans le rameau alpidique et nous avons, symétriquement, pris particulièrement en considération les Dinarides internes, notamment au sujet du Crétacé. Remarquons en passant que ce sont presque exclusivement ces dernières, avec leurs niveaux de bauxite et les couches saumâtres localisées du Crétacé terminal, qui affleurent au N de la Grèce et de l'Albanie, dans les régions qui ont été les mieux étudiées. C'est peut-être pour cela qu'en dépit des travaux de RENZ, le caractère externe, «hypermarin», des Dinarides n'a guère été mis en valeur et que certaines synthèses ont fait des Dinarides un «rebord continental» des géosynclinaux alpins.

Le caractère spécifique des Dinarides apparaît dans sa perfection si l'on considère les zones externes qui affleurent largement en Grèce ; et tout particulièrement la zone du Pinde - Olonos. On s'y trouve en effet en présence de séries mésozoïques compréhensives, non métamorphiques, telles qu'il n'en existe pas dans le rameau alpidique.

La zone du Pinde - Olonos présente, nous l'avons vu, (conclusions du Chapitre II), les attributs que l'on assigne classiquement à un géosynclinal, sauf l'épaisseur des sédiments ; or, ce dernier caractère fut longtemps considéré comme essentiel ; il fut à l'origine de la notion de géosynclinal, et la subsidence qui définit cette structure antétectonique a parfois été imputée au poids des sédiments qui s'y accumulaient.

Nous avons constaté que la zone du Pinde - Olonos fut certainement une fosse allongée, et nous savons déjà (bien que ce caractère apparaîtra surtout au cours de l'étude tectonique) qu'elle a constitué une zone faible, particulièrement sujette à l'écrasement lors des compressions orogéniques, et qu'elle a présenté, sans doute constamment, une propension à la mobilité.

Nous avons appelé cette structure antétectonique une fosse oro-

gène, et nous conserverons cette appellation car elle définit parfaitement son double caractère de fosse et de zone orogène. La modeste épaisseur des dépôts qui s'y sont accumulés résulte évidemment de l'éloignement de toute terre émergée. La fosse du Pinde - Olonos est en somme un géosynclinal de mer ouverte comparable à certaines fosses océaniques actuelles à faible sédimentation¹.

Dans de telles conditions, ce sont les zones de hauts fonds encadrant la fosse orogène qui présentent, avec des séries presque exclusivement carbonatées, les puissances les plus considérables par suite de la prolifération des organismes, seule source importante de sédiments en l'absence d'apports détritiques.

Les zones externes des Dinarides posent encore bien d'autres problèmes. Leur étude stratigraphique, et surtout celle de leurs rapports mutuels et des variations de leurs faciès, des termes de passage, n'en est encore qu'à ses débuts, en dépit des patientes et fructueuses recherches de C. RENZ. On peut espérer que celles qu'a entreprises J. AUBOUIN apporteront, grâce aussi aux nouveaux aperçus que procurent les progrès de la géologie sous-marine, de précieux éclaircissements concernant l'évolution de ces séries compréhensives et la répartition de leurs faciès dans l'espace et dans le temps.

D'autres questions resteront peut-être sans réponse. Telle est celle qui concerne l'état originel, ou tout au moins anté-mésozoïque, de ces régions de la lithosphère : est-il possible que les zones externes, notamment celle du Pinde - Olonos, aient été des zones vierges qui avaient échappé aux mouvements hercyniens ?

Deux autres questions ne sont pas sans rapport avec la précédente. La première concerne les ophiolithes. Leur abondance dans les Dinarides paraît être liée au fait que le domaine dinarique a inclus, aux diverses époques, la véritable limite continent-océan, tandis que les sillons alpidiques s'étaient constitués à l'intérieur de l'aire continentale, et que leur couassement devait comprendre une croûte «sialique» plus importante.

La seconde question concerne le métamorphisme. Les séries compréhensives des zones externes ne sont pas atteintes par un métamorphisme digne de ce nom, contrairement aux seules séries compréhensives du rameau alpidique, celles des schistes lustrés, des Pennides. La recristallisation de séries sédimentaires entières apparaîtrait sous ce jour comme une conséquence, dans des conditions structurales données, de la présence de la racine «sialique» et du lent travail de granitisation qui s'y poursuit.

Notre étude stratigraphique et paléogéographique nous a enfin ouvert quelques perspectives sur les processus de l'orogénèse. Les mouvements orogéniques nous sont apparus comme locaux, tout au moins restreints à une zone et, une fois déclenchés, se propageant à des zones plus externes. Certaines cons-

1. Comme je l'ai déjà remarqué, les géologues qui s'occupent du fond des mers actuelles ne peuvent que conjecturer sur la nature réelle des fosses océaniques et leur comportement mécanique futur.

tations, notamment les oppositions de phases entre les rameaux alpidique et dinarique signalées aux chapitres III et IV, suggéraient que l'élément moteur de l'orogénèse pouvait être situé dans les zones les plus internes, dans la zone de surélévation axiale séparant Alpides et Dinarides, dont le Rhodope représente un témoin auquel sont venues s'agréger par la suite (après les plissements infracrétacés) les zones dinariques internes, dans notre région le massif pélagonien. Ce n'est là qu'une suggestion, mais elle souligne l'intérêt qu'il y a à distinguer les décalages entre les phases orogéniques dans des domaines voisins, plutôt qu'à les faire entrer dans des cadres tout faits— en l'occurrence, à grouper approximativement les mouvements crétacés dans une phase «austrienne».

Enfin, il est apparu que les plissements des zones externes (post-éocènes, post-miocènes) ont été précédés par une surrection, une véritable tuméfaction, des zones internes.

L'étude tectonique qui va suivre nous permettra de préciser les modalités de ces mouvements et leurs effets.

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE

INTRODUCTION

Aperçu historique.

J'ai plus d'une fois eu l'occasion de souligner combien la région du Pinde septentrional et même celle de la Macédoine occidentale étaient restées en dehors de toute recherche géologique suivie. Aussi, n'est-il pas surprenant que les problèmes structuraux n'aient pratiquement pas été abordés.

On peut glaner quelques indications éparses dans les descriptions d'itinéraires des anciens auteurs: AMI BOUÉ, VIKESNEL, HILBER ou PHILIPPSON; mais la seule tentative de description structurale qui se rapporte au Pinde septentrional est due à C. NICULESCU qui décrit (1915b) les environs des villages de pasteurs koutsovalaques transhumants et notamment de Périvoli. L'auteur y a noté le chevauchement frontal des ophiolithes par-dessus le Flysch vers le SW; mais, considérant les grands «rentrants» de Flysch à l'intérieur des ophiolithes comme de simples transgressions, il ne put rendre compte de la complexité des structures que l'on y trouve et notamment des klippes calcaires qui en jalonnent la limite près du village de Périvoli; il se contenta de signaler leur présence en les rapportant au Trias (il s'agit, nous l'avons vu, de Crétacé).

La structure du Pinde méridional est un peu mieux connue grâce aux explorations et à la carte de PHILIPPSON, puis aux descriptions d'itinéraire et aux essais de synthèse de RENZ (1930, 1940). Le charriage frontal de la zone du Pinde - Olonos fut découvert par PHILIPPSON (1896-97), et RENZ montra plus tard que ce charriage frontal se poursuit tout le long de l'arc dinarique méridional. La structure en écailles des faisceaux plus orientaux du Pinde méridional avait été observée mais non reconnue par PHILIPPSON, puisqu'il attribua un âge crétacé au Flysch lorsque celui-ci était surmonté par les calcaires.

La tectonique du Pinde méridional diffère totalement de celle du Pinde septentrional. Celui-ci présente au contraire de remarquables analogies structurales avec l'Albanie intérieure, méridionale et moyenne. Or, les traits essentiels de la tectonique de cette région ont été mis en lumière par les travaux de NOPCSA (1911 à 1932), de J. BOURCART (1922, 1925), de E. NOVACK (1919 à 1929). F. NOPCSA, dans l'Albanie du Nord (Mirdita), J. BOURCART dans l'Albanie moyenne et sud-orientale (donc presque attenante au Pinde) découvrent et décrivent le charriage des ophiolithes sur le Flysch tertiaire et les formations mésozoïques qu'il surmonte. C'est à partir de ces découvertes, qui elles-mêmes s'appuyaient largement sur les études stratigraphiques de RENZ, que

se développe la conception de la structure en nappes successives des Dinarides méridionales.

Les noms ou les numéros des unités varient d'un auteur ou d'une région à l'autre ; le tableau II (p. 209) permet d'établir les correspondances nécessaires. Avec des interprétations diverses, le schéma d'ensemble demeure le même et les unités structurales correspondent aux zones de faciès dont j'ai donné la définition dans la partie stratigraphique. Les relations tectoniques entre ces diverses zones ont été exposées par plusieurs auteurs (NOPCSA 1921, KOSSMAT 1924, BOURCART 1925, KOBER 1929 b, 1952, RENZ 1940). On peut les résumer de la manière suivante :

1) les zones les plus externes (zone de Paxos, zone adriatico - ionienne, zone de Tripolitza) constituent une région de plis autochtones plus ou moins déversés, généralement vers l'extérieur.

2) la zone du Pinde - Olonos (de même que la zone du Tsoukali) chevauche les précédentes.

3) la zone du Parnasse - Kiona (haut - Karst monténégrin de KOSSMAT, plate - forme albanaise de NOPCSA, nappe des Alpes albanaises de J. BOURCART) est à son tour charriée vers l'extérieur, par dessus la précédente.

4) la zone suivante, qui s'identifie encore soit à une unité chevauchante, soit à de véritables nappes, est représentée au N de l'accident transversal de Scutari - Peć par une série mésozoïque complète (zone IVa de KOSSMAT, zone du Durmitor de NOPCSA) et, au S de cet accident transversal, essentiellement par les ophiolithes (avec radiolarites et éventuellement du Crétacé transgressif) formant une nappe.

5) la place assignée aux massifs cristallophylliens varie selon les interprétations.

Si l'accord règne en ce qui concerne les zones autochtones côtières et celle du Tsoukali - Pinde - Olonos (encore que l'extension donnée au décollement de celle-ci soit variable), il n'en est pas de même en ce qui concerne les unités suivantes.

Selon NOPCSA, la zone III (Plate - forme albanaise) recouvrirait la zone du Tsoukali sur une largeur de 45 km. et serait à son tour, vers le S, recouverte et dépassée par la nappe de la Mirdita (ophiolithes). Pour RENZ (influencé en cela par les idées de KOBER, première manière), le charriage serait encore bien plus considérable, puisque, tant la zone du Parnasse - Kiona que celle de la Grèce orientale (ophiolithes), auraient été charriées par - dessus le massif de l'Attique et des Cyclades et que leurs racines devraient être cherchées dans la région des îles d'Amorgos et de Makariès (RENTZ, 1940, p. 134, § 4 ; p. 141, § 5 ; p. 146, § 5). Les terrains cristallophylliens de l'Attique sont dès lors assimilés aux Pennides, aux Hohe Tauern (« Métamorphides » de KOBER).

Dans sa coupe d'ensemble, KOSSMAT (1924, p. 171) semble représenter les ophiolithes comme formant une nappe flottante, issue de la zone du Vardar, au NE du massif pélagonien ; dans son texte (p. 121), il indique qu'une telle éventualité est impossible et suggère que la nappe ophiolithique (Mirdita, nappe albanaise de J. BOURCART) représenterait la partie supérieure de sa

T A B L E A U II

NOPCSA 1921	KOSSMAT 1924	J. BOURCART 1925	KOBER 1929	RENZ 1940	KOBER 1952
I. Z. occidentale adriatico- ionienne.	I. Z. des plis côtiers adriatico-ioniens,	I. Z. autochtone adriatico- ionienne.	I. Ionides a) Z. Externe adriatico- ionienne.	I. Z. de Paxos II. Zone adriatico- ionienne. III. S/Zone de Tripolitza.	I. Externides
II. Z. du Flysch hellénique occidental.					
III. Z. du Tsoukali.	II. Z. du Pinde - Tsoukali.	II. Z. des écailles du Tsoukali.	b) Z. du Tsoukali et du Pinde-Olonos.	IV. Z. du Pinde - Olonos	
			II. Métamorphides (Attique, massif pélagonien).	7-8. Massifs métamorphiques du Péloponèse et Attique - Cyclades.	
IV. Plate - forme calcaire albanaise.	III. Z. du haut - Karst monténégrin - croate	III. Nappe des Alpes albanaises.	III. Z. calcaire des Dinarides.	V. Z. du Parnasse - Kiona.	
V. Z. du Durmitor.	IVa. Z. des serpentines et des calcaires de Bosnie.	IV. Nappe du Durmitor et massif pélagonien.			
VI. Nappe de la Mirdita (Roches vertes).	IVb. Z. des serpentines de l'Albanie intérieure.	V. Nappe albanaise (Roches vertes ou ophiolithes).	IV. Abyssides . (ophiolithes— radiolarites).	VI. Z. de la Grèce orientale. (ophiolithes— radiolarites).	ERO = Radophites (ophiolithes— radiolarites) des Externides. II. Centralides (Mf. pélagonien et sa couverture). IRO=Radophites des Internides - ou Centralides.
	V. Mf. pélagonien.			9. Massif pélagonien.	
	VI. Z. du Vardar.			10. Z. du Vardar (ou Axios).	
	VII. Rhodope.				

Zone IVa qui aurait glissé en avant par-dessus les zones externes. Elle se trouve ainsi dénuée d'origine. Afin de résoudre cette contradiction, J. BOURCART (1925) proposa d'enraciner la nappe ophiolithique sous la bordure occidentale du massif pélagonien.

Nous aurons l'occasion de revenir sur la plupart de ces problèmes lors des descriptions structurales qui vont suivre.

Notons pour terminer que la structure du massif pélagonien n'a fait l'objet que de quelques esquisses (KOSSMAT 1924, JARANOFF 1947) qui ont suffi tout au plus à en dévoiler la complexité.

La zone du Vardar serait caractérisée, d'après KOSSMAT, par une série d'écaillés redressées, comprenant le Crétacé et les ophiolithes, et fortement repoussées vers l'W. Elle serait elle-même chevauchée par la bordure occidentale du Rhodope.

Il convient de souligner que l'existence de la zone du Vardar, en tant qu'unité tectonique distincte, est mise en doute et même niée par plusieurs géologues yougoslaves contemporains. L'intensification des recherches géologiques en Yougoslavie comme en Grèce conduira sans doute à une révision totale de nos conceptions sur la structure d'ensemble des Dinarides. Une note récente (Z. BESIC, 1954) tendrait à simplifier les structures, mais à constater, par contre, l'imbrication des zones de faciès originelles.

Remarques préliminaires sur le sens des poussées.

C'est à partir du sens de déversement des plis et du déferlement des nappes vers l'extérieur que l'on a traditionnellement admis que les poussées orogéniques s'étaient effectuées, dans les Dinarides, de l'intérieur vers l'extérieur, soit, dans notre région et dans les régions voisines, du NE vers le SW.

L'argument est notoirement insuffisant. L'analyse mécanique (action et réaction), aussi bien que les expériences sur modèles réduits (on peut encore rappeler celles de Daubrée), montrent que si l'on considère les déformations de l'écorce comme dues, schématiquement, à un serrage entre les deux mâchoires d'un étau¹, il est indifférent, du point de vue des superpositions qui se produisent et des mouvements de translation apparents des unités supérieures, que ce soit l'une ou l'autre des mâchoires qui se déplace.

En fait, nous allons trouver plus d'un exemple de mouvement apparent (caractérisé par le déplacement relatif des structures supérieures) en sens inverse des directions traditionnellement acceptées.

En réalité, le sens du déversement ou du chevauchement d'une structure donnée a pour point de départ la relation d'altitude entre les points d'application des forces d'action et de réaction. Un pli se déversera du côté où ce point (cette ligne, si l'on considère non plus une coupe mais le pli dans son ensemble) sera le plus bas; si le pli casse, s'est encore dans ce sens que déferleront l'écaïlle ou la nappe.

1. Que ces mâchoires soient nettement définies ou qu'elles expriment une résistance diffuse.

Pourtant, si l'on entend par poussée l'existence d'un mouvement de translation localisé par rapport à l'ensemble d'une région réputée immobile, on doit effectivement conclure, ainsi que nous l'avons vu à la fin des chapitres concernant le Crétacé et l'Eocène, à l'existence de poussées répétées provenant de l'intérieur de l'arc des Dinarides méridionales. Les arguments qui permettent d'aboutir à cette conclusion ne sont point d'ordre géométrique; ils ne découlent pas de l'analyse structurale qui va suivre, mais exclusivement du développement de la chaîne tel que l'a révélé l'étude stratigraphique: ils reposent sur la progression des déformations, donc des mouvements, de l'intérieur vers l'extérieur, sur le fait qu'à chaque phase de diastrophisme les zones les plus externes ont été épargnées; on ne peut en effet concevoir qu'elles eussent pu demeurer intactes tout en transmettant les translations dues au déplacement relatif de quelque masse située à l'extérieur.¹

Il y a donc une coïncidence entre le sens des poussées et le sens des translations apparentes exprimées par le déplacement relatif des unités supérieures.

Ou bien cette coïncidence est fortuite, locale, ou bien elle est l'expression de quelque loi régissant les mouvements de l'écorce, certains compartiments de celle-ci étant entraînés vers des zones qui, à l'échelle de la planète et à un moment donné, sont les plus déprimées; effectivement, l'étude stratigraphique nous avait montré que les plissements dans les zones externes étaient constamment précédés par la tuméfaction du massif pélagonien ou, d'une manière générale, des zones plus internes.

Plan d'étude.

Contrairement à l'ordre que nous avons adopté pour l'étude stratigraphique, où nous procédions constamment de l'intérieur vers l'extérieur, nous allons progresser, pour les descriptions structurales, des régions les plus externes vers les plus internes; du SW vers le NE.

Nous allons considérer les diverses unités séparément, mais en les groupant par chapitres sur une base régionale et non point zonale: par exemple, la structure du Flysch du Pinde à l'W des ophiolites sera traitée à propos de

1. Il existe pourtant une alternative, mais elle sort du domaine de l'observation géologique pour entrer dans celui des hypothèses sur la constitution profonde de la Terre. C'est celle qui consisterait à imaginer une translation en bloc du socle sous-marin vers le continent avec écrasement progressif de la croûte des régions marginales. L'hypothèse d'un mouvement d'ensemble du fond marin se heurte (comme d'ailleurs celle qui fait intervenir des mouvements d'ensemble des masses continentales) à la variété des directions de plissement dans tout le système des chaînes liminaires, et plus généralement du système alpin. Par contre, des translations localisées dues à des courants de convection dirigés vers les continents—qui pourraient être liés aux surrections des zones internes lesquelles, nous l'avons vu, ont précédé les plissements dans les zones plus externes—paraissent en mesure de rendre compte du déroulement des phénomènes.

la dépression de Zagoria qui comprend principalement du Flysch ionien; les fenêtres de Flysch seront traitées dans le chapitre concernant le domaine ophiolithique.

L'ordre de la description sera le suivant:

Chapitre I : le versant SW du Pinde septentrional.

- 1) le Mitsikéli et le Driscos;
- 2) le massif de Tymphé;
- 3) la dépression de Zagoria.

Chapitre II : l'extrémité N du Pinde méridional.

- 1) les monts Lakmon (Péristéri);
- 2) les faisceaux orientaux:
 - a) le synclinorium du Dokimi;
 - b) l'écaille du Tringuia;
 - c) le Kerkétion (Kotsiakas).

Chapitre III : le domaine ophiolithique du Pinde septentrional.

- 1) le front SW des ophiolithes;
- 2) le secteur du Smolika;
- 3) le secteur central;
- 4) le secteur du haut Pénée.

Chapitre IV : le sillon méso-hellénique.

- 1) généralités;
- 2) la bordure SW du Sillon;
- 3) la zone moyenne;
- 4) les marges orientales du Sillon.

Chapitre V : la bordure occidentale du massif pélagonien.

- 1) le secteur des monts Askion;
- 2) le secteur du Vourinos et le détroit de Kozani.

Chapitre VI : résumé et conclusions de l'étude tectonique.

dualité - et son nom - tant qu'il forme une immense barrière entre le bassin de Yanina d'une part, et la dépression de Zagoria de l'autre. Lorsque cette dernière fait place, au NW, au massif de Tymphé, le prolongement du Mitsikéli n'est plus représenté que par une ride calcaire assez mal définie séparant deux régions également calcaires, celle de Tymphé au NE, celle de Doliana (prolongement du plateau de Yanina) au SW. Cependant l'accident regagne de l'amplitude au-delà du secteur de Tymphé : il domine alors la cuvette de Konitsa ; il paraît se développer avec une intensité accrue à partir de la frontière albanaise, donnant naissance à la haute crête de Nemertska (2.484 m.). On peut donc penser que l'existence d'une ride bordant au SW la zone du Pinde est un trait majeur de cette partie de la chaîne.

Le Mitsikéli est en effet un anticlinal très dissymétrique, généralement déversé vers le NE (fig. 54), constitué par les calcaires éocènes et crétacés de la zone de Tymphé, sous-jacents



Fig. 54. Profil transversal du Mitsikéli.

au Flysch ionien. On retrouve un mouvement semblable mais très atténué, dans la croupe du Driscos qui lui fait suite au SE : ici, la dissymétrie n'est point accompagnée de déversement ; les calcaires, surmontés du Flysch ionien, sont inclinés en pente douce vers le SW, tandis qu'ils plongent brusquement, avec une très belle courbe, vers le NE (fig. 55) sous le Flysch accumulé devant les monts Lakmon. Cette structure très simple se poursuit au loin vers le SSE, dans la région dite des Xérovouni.

La dissymétrie de l'anticlinal du Mitsikéli apparaît immédiatement au seul examen de la carte géologique, puisqu'il est limité au NE par le Flysch.

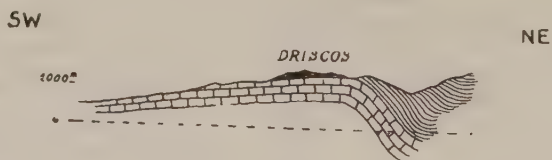


Fig. 55. Profil transversal du Driscos.

du pays de Zagoria, alors qu'au SW on trouve, à peu près à la même altitude, le calcaire du plateau de Yanina,

Le déversement s'observe aisément sur le flanc NE à la faveur des ravins qui entament l'épais manteau d'éboulis, souvent consolidés, qui en recouvre les pentes. Calcaires et Flysch y plongent d'environ 45° vers le SW

(pl. VII, fig. 2.). Il s'agit bien d'un pli déversé et en aucune façon d'un charriage: le Flysch est surmonté par l'Eocène puis par le Crétacé, renversés. Le Crétacé est mylonitisé et recouvert à son tour par le flanc normal.

Sur le versant opposé de la montagne, vers la dépression de Yanina, les calcaires plongent, en général modérément, vers le SW, mais les pendages sont, dans le détail, souvent irréguliers. On retrouve le Crétacé au bas des pentes, sur la rive du lac.

Le passage du Driscos au Mitsikéli est brutal et se produit par l'intermédiaire d'une courte zone de fractures et de plissements transversaux. Le déversement vers le NE ne se manifeste que quelques centaines de mètres plus au NW, au-dessus du village de Kriovrissi; il débute par un décrochement brutal avec zone écrasée (à l'église de Hagia Paraskévi).

A l'extrémité NW du Mitsikéli, à la hauteur du massif de Tymphé, le déversements s'estompe graduellement.

Ces particularités de la structure du Driscos et du Mitsikéli sont intéressantes, car on y perçoit l'influence des divers éléments structuraux du Pinde, que nous retrouverons plus loin.

La dissymétrie de la ride anticlinale du Driscos et du Mitsikéli, à plus forte raison le déversement de ce dernier, montre qu'au moment du plissement la région de Yanina était déjà relativement surélevée tandis qu'au contraire celle de Zagoria était déjà une fosse, ce qu'indiquait aussi l'étude stratigraphique. C'est là un exemple parlant du déversement d'un pli du côté où le lieu des points d'application des forces est le plus bas. La poussée sur le Mitsikéli et le Driscos, qui sont, de toute évidence, des plis de couverture avec décollement, a été transmise par les calcaires (sous-jacents au Flysch de Zagoria), lesquels se trouvaient déjà à une altitude très inférieure à celle des mêmes calcaires dans la région de Yanina.

La dissymétrie atteint son maximum avec le déversement du Mitsikéli; nous en verrons la raison un peu plus loin. On peut observer dès à présent que le Driscos, où la poussée a été moins forte, se trouve en face de la lame charriée frontale des Mts Lakmon: il est manifeste que ce charriage a servi en quelque sorte de soupape de sûreté, et a contribué à diminuer la pression contre le Driscos. La coupure Driscos - Mitsikéli est située exactement dans le prolongement du grand accident transversal qui marque la fin du Pinde méridional, et qui est emprunté par la vallée du Metsovitikos; à cet accident transversal qui se manifeste par la disparition soudaine des formations mésozoïques du Pinde - Olonos, doit correspondre en profondeur un décrochement dans le soubassement, c'est-à-dire dans les calcaires sous-jacents au Flysch ionien.

A l'extrémité NW du Mitsikéli, l'atténuation puis la disparition du déversement correspond évidemment à la remontée, vers le NW, dans le massif de Tymphé, des calcaires qui formaient le soubassement du Flysch de Zagoria. Le même raisonnement que précédemment nous permet de conclure que cette remontée a précédé le plissement.

L'absence de déversement dans le Driscos était compensé - du point de

vue du raccourcissement général par le charriage de la zone du Pinde Olo-nos. Nous verrons un peu plus loin de quelle manière est compensée la disparition du déversement à la hauteur du massif de Tymphé.

2) Le Massif de Tymphé.

Par ses formes géométriques, ses immenses parois, ses profonds ravins, comme par son altitude, (2.497 m., 4ème sommet de la Grèce), le massif de Tymphé, bien que très peu connu, mérite d'être cité parmi les plus spectaculaires de la péninsule hellénique (Pl. I et Pl. VII fig. 3). Sa forme générale est celle d'un carré de 15 à 16 km de côté; il est limité au NW et au NE par d'immenses parois totalement impraticables (en dehors de deux voies d'escalade), au SE par des gradins sub-verticaux; au SW seulement, il se raccorde doucement à la ride prolongeant le Mitsikéli. Ajoutons qu'il est coupé par deux immenses canons: celui du Vikos qui le traverse de part en part, du SE au NW, et dont les parois verticales ont de 800 à 1200 m. de hauteur; celui de l'Aoos qui coupe l'angle N du massif (Pl. I), dont les parois sont moins verticales mais plus déchiquetées, et qui est dominé d'une hauteur de 2.000 m. par le point culminant du massif, le pic de Gamila.

On sait que le massif de Tymphé est constitué par une puissante série de calcaires mésozoïques et éocènes surmontés de Flysch. Ses formes sont déterminées par sa structure. On y observe des pentes assez régulières vers le S, qui représentent une composante entre le plongement vers le SE, c'est-à-dire vers la dépression de Zagoria, et vers le SW, c'est-à-dire vers le prolongement du Mitsikéli. Ces pentes sont coupées par d'immenses gradins qui, de même que les grandes parois périphériques, représentent des fractures à rejets extrêmement puissants.

Ces fractures sont sensiblement - mais non point tout à fait - orthogonales: les unes sont de direction dinarique, c'est-à-dire SE-NW, les autres, plus nombreuses, mais au tracé moins régulier et moins continu, sont approximativement transversales par rapport à la chaîne.

La plupart de ces fractures apparaissent à la surface du massif grâce aux dénivellations qui ont été respectées par l'érosion karstique, grâce à leurs plans de glissement souvent intacts, accompagnés de brèches, grâce enfin au Flysch et aux calcaires bien lités de l'Éocène qui fournissent des niveaux-repères immédiatement visibles.

Quatre failles ont une importance de premier ordre (fig. 53): deux failles médianes qui se recoupent vers le centre du massif, au pied du sommet d'Astraka, l'une de direction dinarique que j'ai nommée la faille d'Astraka, l'autre de direction transversale, la faille de Papingo, du nom du village qui se trouve au pied de son escarpement. Les deux autres failles limitent le massif; l'une, au NW, est transversale, c'est la faille de Konitsa; l'autre, au NE, est longitudinale, c'est la faille de Gamila, l'accident majeur de tout le système.

Les autres failles sont moins continues et moins puissantes; ce sont des

failles transversales: un réseau de failles transversales, bordières, limite le massif au SE, du côté de Zagoria; une série de failles transversales «en touches de piano» — c'est-à-dire dont le rejet diminue vers le SW — découpe le massif, surtout le compartiment situé au NE de la faille d'Astraka.

La carte et les figures 53, 56 et 57 peuvent nous dispenser d'abondants commentaires descriptifs. Cet intéressant massif mériterait une étude détaillée. Nous nous bornerons ici à quelques points essentiels.

Les fractures transversales.

La surrection du massif de Tymphé est annoncée, au SE, par le relèvement continu du soubassement calcaire du Flysch ionien de Zagoria. Ce relèvement s'accroît brusquement aux abords du massif: les failles transversales bordières jouent tantôt dans le sens du pendage (Pl. VII, fig. 4), tantôt compensent celui-ci (fig. 56, faille de Réma Xérafi). Ce dernier type de faille, élément d'une structure monoclinale faillée «en toit d'usine» est caractéristique du massif de Tymphé.

Comme celui des autres failles transversales, le rejet de la faille de Papingo diminue vers le SW. Vers le centre du massif, il est d'environ

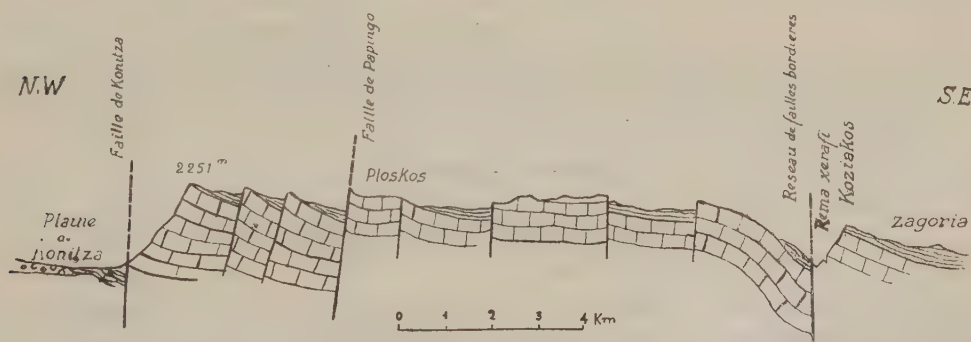


Fig. 56. Profil longitudinal du massif de Tymphé.
Semi-schématique
(Passant au NE de la faille d'Astraka).

600 m. Le croisement de cette faille avec celle d'Astraka donne lieu à quelques accidents, pliures, flexures, zones de broyage, filons de calcite; la première m'a paru postérieure à la seconde.

La faille de Konitsa est, comme celle Papingo, une faille transversale qui compense la surrection excessive due au pendage. Son rejet, qui nous est révélé par la présence d'un lambeau de Flysch affleurant à son pied, en bordure de la plaine alluviale, dépasse 2.000 m. au débouché du ravin de l'Aoos; il va en diminuant vers le SW comme celui des failles précédentes.

Cette fracture marque la limite du massif du point de vue orographique; mais elle ne signifie pas pour cela la fin de la structure «de style Tymphé» qui se poursuit vers le NW à une altitude plus modeste. On peut voir

en effet, au NW de la ville de Konitsa et au-delà de la plaine alluviale, vers la frontière albanaise, le Flysch remonter vers le NE, puis les calcaires affleurer avec le même pendage pour disparaître brusquement sous la cuvette de Peklari, coupés par une fracture longitudinale comparable à celles du massif principal.

Les fractures longitudinales

La structure monoclinale faillée du massif de Tymphé est encore plus régulière si l'on considère sa coupe transversale. Comme le révélaient les variations de rejet des failles précédentes, les déplacements verticaux gagnent en ampleur vers le NE, vers la zone axiale du Pinde.

A partir du léger synclinal qui borde au NE le prolongement du Mitsikéli, les couches remontent doucement et régulièrement jusqu'à la faille d'Astraka (fig. 57). Celle-ci détermine un escarpement d'environ 500 m., au

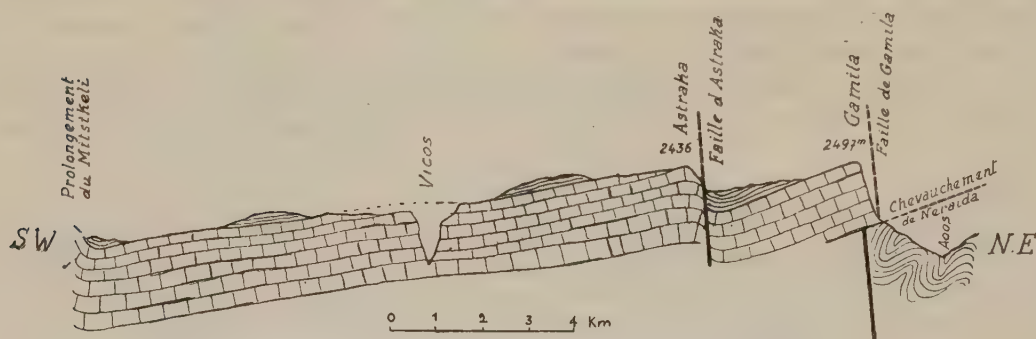


Fig. 57. Profil transversal du massif de Tymphé.

pied duquel on retrouve le Flysch. Le miroir de faille, encore visible, est généralement incliné vers le NE et présente un tracé légèrement sinueux. Vers le SE, l'accident diminue de netteté; par endroits, il fait place à une flexure et, au lieu dit Kazarma, à une zone de dislocations confuses et intenses où des plans de failles sont entremêlés de petits plis, parfois renversés; il se poursuit néanmoins en direction de Zagor'a où il se traduit par des accidents divers dans le Flysch.

Au NE de la faille d'Astraka, les couches remontent à nouveau jusqu'à la grande faille frontale de Gamila.

On ne peut douter que l'immense abrupt qui limite le massif au NE soit dû à cette faille, bien que le plan et la brèche de friction n'y aient pas été conservés comme dans les exemples précédents. La face actuelle de la montagne est une rugueuse muraille d'éboulements, taillée perpendiculairement aux couches, et sa base est le plus souvent cachée sous de grands cônes d'éboulis qu'envahit la forêt. Sous ces éboulis se trouve le Flysch qui occupe toute une bande, large de 8 à 10 km, située entre la face NE du massif de Tymphé et les massifs ophiolithiques du groupe du Smolika. Les crêtes de cette région — que

nous appellerons bande de Flysch d'Elevtéron, du nom du principal village — ne dépassent pas 1.800 m et le Flysch est donc toujours largement dominé par les calcaires du massif de Tymphé.

Cependant, la faille de Gamila n'est nullement comparable aux autres. A son pied, le Flysch n'est plus tranquille, mais violemment plissé; et surtout ce n'est plus le Flysch ionien, c'est le Flysch du Pinde. Son identité ne peut faire de doute: on y retrouve le Flysch pélitique en lits minces, le Flysch gréseux, et enfin le Flysch rouge si caractéristique. Bien mieux, à peu de distance au NE de la faille de Gamila, à l'éperon de Tsouca (1726 m), apparaissent les calcaires maestrichtiens sous-jacents au Flysch du Pinde, totalement différents des calcaires du Tymphé et violemment redressés (Première partie chap. IV, fig. 38 et Pl. V, fig. 2).

Ni les calcaires ni le Flysch de la zone de Tymphé ne montrent, sur le bord NE du massif, la moindre tendance à passer aux faciès typique et si différents du Pinde-Olonos. La présence de ceux-ci au pied de la faille de Gamila, le contact brutal de ces deux zones, ne peuvent s'expliquer que par un charriage. L'immense abrupt où disparaissent à nos yeux les formations du Tymphé ne peut en aucune façon représenter la limite primitive de celles-ci: ces formations doivent se continuer dans un compartiment effondré qui n'affleure nulle part, sauf peut-être sous la forme de klippes, et qui doit se poursuivre vers le NE sur une distance suffisante — si réduite soit-elle — pour que s'effectuent les passages entre les zones isopiques si dissemblables du Tymphé et du Pinde-Olonos.

La nécessité d'un charriage étant établie, deux éventualités peuvent être envisagées: ou bien le massif de Tymphé correspond à une lame charriée vers le NE, ou bien les formations du Pinde-Olonos sont charriées vers le SW, par-dessus le compartiment effondré de la faille de Gamila.

Le chevauchement de Néraïda.

La première de ces solutions offre cette particularité paradoxale d'être à la fois appuyée sur un fait d'observation et rationnellement inacceptable.

En effet, recherchant sous les éboulis, au pied de la paroi de la faille de Gamila, le contact du Flysch et du calcaire, je l'ai trouvé près d'une source abondante et glacée dite «Néraïda» qui jaillit au pied de l'abrupt, à l'orée de la forêt. J'y constatai, non sans quelque surprise, que l'immense masse calcaire était repoussée vers le NE et par-dessus le Flysch du Pinde (fig. 56); le contact est très net. Le Flysch, écrasé, plonge sous les calcaires qui sont affectés eux-mêmes de leur pendage normal vers le SW. Ce ne sont point les calcaires lités de l'Eocène: il n'y a pas ici de renversement comme sur le flanc oriental du Mitsikéli, mais simple décollement d'une lame épaisse, repoussée vers le NE.

J'ai retrouvé un mouvement analogue dans d'autres points de la face NE du massif de Tymphé, en particulier à l'entrée des gorges gigantesques et impraticables de l'Aoos (lieudit «Stoma» ou bouche); au-dessus du village d'Elevtéron, quelques lambeaux calcaires sont demeurés isolés et couronnent une crête de Flysch.

Pourtant, le tracé du contact montre qu'il ne peut s'agir là que d'un décollement de faible amplitude — tout au plus quelques centaines de mètres — qui a été provoqué par des poussées postérieures à la faille de Gamila, d'autant plus facilement que cette faille est, nous le verrons, antérieure aux principales poussées tangentielles : la lèvre supérieure de la faille ne trouvant devant elle aucune résistance, fut tout naturellement amenée à glisser vers le NE. Ce chevauchement en retour compense, du point de vue du raccourcissement général, l'absence de déversement dans le prolongement du Mitsikéli au niveau du massif de Tymphé.

La notion d'un charriage important du massif de Tymphé vers le NE se heurterait à des objections théoriques d'un certain poids. En effet, le massif de Tymphé se trouve en continuité absolue avec l'avant-pays épirote, et admettre un charriage important du premier entraînerait à supposer une translation d'ensemble du second vers le NE. Tout ce que l'on sait de la zone adriatico-ioniennne s'oppose à une telle conception.

Le charriage de la série du Pinde-Olonos et la faille de Gamila.

Au contraire, la zone du Pinde-Olonos que nous abordons au NE de la faille de Gamila est caractérisée par l'ampleur des charriages vers le SW. Nous sommes donc conduits à adopter la seconde solution, que la suite de cette étude contribuera d'ailleurs à étayer : à savoir que toute la série du Pinde-Olonos se trouve charriée vers le SW par-dessus la lèvre effondrée de la faille de Gamila (fig. 58 et 72).

A l'opposé des grands chevauchements du Pinde méridional, qui sont très visibles, le charriage qui nous occupe ne peut être observé, car il se produit à une grande profondeur. Il faut cependant admettre que sous la puissante accumulation du Flysch du Pinde qui s'écrase contre la face NE du massif de Tymphé se trouvent, du moins en partie, les formations mésozoïques du Pinde-Olonos, fortement plissées, peut-être plus ou moins laminées. Sous cet ensemble, la lèvre effondrée de Gamila se voit donc enfouie à une profondeur dont les 2.000 m de dénivellation qui s'offrent aux regards ne représentent qu'une partie, peut-être la moins importante (fig. 58). Une évaluation modérée, prenant en considération l'épaisseur connue de la série du Pinde-Olonos et les plissements d'accumulation que l'on observe dans le Flysch, conduit à attribuer à la faille de Gamila un rejet minimum de 4.000 m. Cette évaluation n'a rien d'outrancier, puisque la faille de Konitsa, qui est pourtant intérieure au système de Tymphé, a déjà un rejet de 2.000 m.

Avec la faille de Gamila, nous sommes en présence d'un accident majeur de la chaîne. Au NE de cet accident, nous n'allons plus trouver trace ni des formations de Tymphé, ni de la tectonique rigide et cassante qui caractérise ce massif; nous n'allons trouver que des nappes empilées comprenant les formations souples de la zone du Pinde-Olonos et les ophiolites.

Si la faille de Gamila marque actuellement la limite entre la fosse où nappes et plis se sont amoncelés et la zone rigide du Tymphé, il est clair que ce n'est là qu'une limite secondaire, conséquence des mouvements orogéniques. La fosse primitive, celle du Pinde-Olonos, devait être plus interne; dès le début

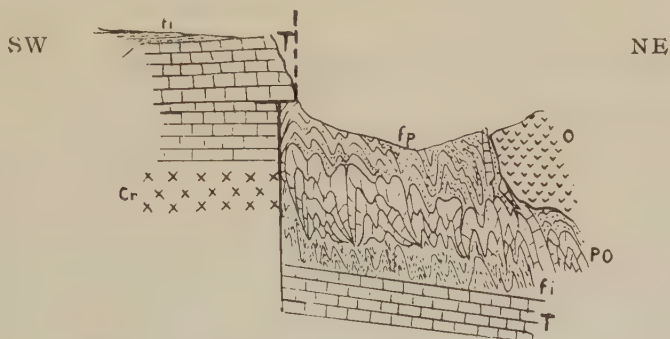


Fig. 58. Succession théorique des terrains au NE de la faille de Gamila.

T: série du Tymphé; fi: Flysch ionien; PO: série du Pinde-Olonos;
fp: Flysch du Pinde (bande d'Elevteron).
O: ophiolites du Swolika; Cr: Cristallin (présumé).

des plissements, une large portion de la zone du Tymphé dut s'effondrer - avec le style rigide qui lui est propre - vers l'ancienne fosse qui progressait ainsi vers l'extérieur.

Age des dislocations du massif de Tymphé.

Ce qui précède implique que les dislocations du massif de Tymphé - tout au moins les fractures longitudinales - sont directement liées à la tectogénèse du Pinde.

La faille de Gamila est antérieure au déferlement des nappes du Pinde puisqu'elle a joué à leur égard le rôle de butée d'arrêt; sur sa lèvre surélevée, c'est-à-dire sur le massif de Tymphé, le Flysch est complètement tranquille, il n'a jamais supporté de nappes, il a complètement échappé aux mouvements tangentiels.

Nous avons en outre remarqué que la surrection du massif de Tymphé devait aussi avoir précédé, si peu que ce soit, la formation de l'anticlinal du Mitsikéli.

Cependant, les fractures ont affecté le Flysch ionien. Or, nous savons que celui-ci monte jusque dans l'Oligocène, tout au moins dans la dépression de Zagoria, où il a continué de se déposer jusqu'à l'approche de la nappe du Pinde-Olonos (voir chap. V, 2ème partie).¹

1. Il paraît probable, bien que je n'aie pu en recueillir de preuves paléontologiques, que le Flysch se soit déposé moins longtemps sur le massif de Tymphé; il y est certainement moins conglomératique.

Les dislocations verticales du massif de Tymphé et, en tout premier lieu, la faille de Gamila, se sont donc produites très peu de temps avant que cette région ne fut atteinte par les mouvements tangentiels. Effondrement d'un compartiment vers la fosse primitive et nappe de charriage sont des conséquences successives d'une seule et même phase de diastrophisme.

Origines du style structural du massif de Tymphé.

Il est incontestable que la tectonique rigide de la zone de Tymphé soit due en partie au caractère massif et homogène des calcaires de cette zone.

Cette cause serait-elle suffisante? Assurément pas; si rigides qu'ils paraissent, ces calcaires peuvent être plissés, comme nous l'avons vu dans le Mitsikéli. De toutes façons, leur nature ne peut suffire à expliquer des accidents ayant l'ampleur de la faille de Konitsa, pour ne citer que celle-là. Il doit donc exister en profondeur une armature autrement puissante qui supporte ces calcaires, s'opposa à leur déformation et détermina le style structural du massif. Cette armature ne peut être que le substratum cristallin de la zone de Tymphé.

J'ai signalé, dans l'étude stratigraphique, les relations qui devaient exister, en dépit de certaines dissemblances, notamment de leur couleur plus claire entre les formations de Tymphé et celles de la sous-zone de Tripolitza. Or, on sait que, dans le Péloponèse, les formations de Tripolitza reposent sur le massif central cristallophyllien.

J'ai également mentionné la présence, au SE du Mitsikéli, du massif du Gavrovo qui, selon PHILIPPSON, appartiendrait à la même sous-zone de Tripolitza et qui constituerait un jalon entre celle-ci et le massif de Tymphé. J'ajouterai que, du point de vue de sa structure comme de sa position par rapport aux autres zones du système dinarique externe, le massif du Gavrovo présente de grandes analogies avec celui de Tymphé.

Ainsi, les caractères spécifiques de ce dernier seraient dus à la présence, sous la masse calcaire, d'un socle cristallophyllien ou cristallin qui représenterait la prolongation de celui qui affleure largement dans le Péloponèse et en Crète. Ainsi s'expliquerait la présence, entre deux zones souples et mobiles, à tendances fréquemment subsidentes (celle du Pindé-Olonos d'une part, la zone adriatico-ionienne de l'autre), de la région relativement stable et rigide du massif de Tymphé et du plateau calcaire de Yanina.

On peut signaler en passant cette convergence remarquable entre une cause et ses effets: la stabilité du socle de cette région, ses tendances positives, ont provoqué au cours de l'ère mésozoïque le dépôt de formations homogènes, massives, souvent d'origine récifale, dont la rigidité reflète et renforce celle de leur substratum.

J'ai déjà mentionné (chap. II, 2ème partie) la convergence inverse que l'on constate dans la zone du Pindé-Olonos: ses formations finement litées, éminemment souples, s'accordent avec les propriétés mécaniques, la faculté d'écrasement, que l'on doit attribuer au tréfonds de la zone où elles ont pris naissance.

3) La dépression de Zagoria.

Le pays de Zagoria n'est une dépression que par rapport aux hautes montagnes qui l'entourent de toute part: on aurait peine à y trouver un seul endroit plat en dehors de quelques terrasses fluviales, vers 700 m, et les crêtes atteignent 1.500 m d'altitude. C'est un vaste quadrilatère de 25 km de long (SE-NW) sur 20 km de large, rempli de Flysch affouillé en tous sens par une érosion active, bordé de tous côtés par des montagnes élevées: le Mitsikéli au SW, les massifs ophiolithiques au NE, le massif de Tymphé au NW et enfin le Péristéri, premier sommet des monts Lakmon et du Pinde méridional, au SE¹ (fig. 53).

Le quadrilatère de Flysch ainsi grossièrement défini communique avec d'autres régions de Flysch plus étendues.

Vers le N, il se poursuit par l'étroite bande de Flysch d'Elevtéron, qui sépare le massif de Tymphé des montagnes ophiolithiques du groupe du Smolika, et s'ouvre, un peu plus loin, sur la vaste zone de Flysch de la vallée du Sarandaporos et du flanc S du Grammos.

Vers le S, le Flysch de Zagoria se raccorde, par-dessus la croupe du Driscos, au Flysch ionien de l'Épire, tandis que par l'angle SE de Zagoria, il se trouve en continuité avec la zone du Flysch oriental ou Flysch du Pinde.

Ainsi, le Flysch ionien et le Flysch du Pinde qui étaient, depuis le Golfe de Corinthe, séparés par les hautes chaînes du Pinde méridional, se trouvent brusquement en contact dans la dépression de Zagoria.

L'apparente unité de Zagoria est donc toute superficielle. J'ai souligné, dans la partie stratigraphique, les différences d'âge et de faciès lithologique qui distinguent le Flysch ionien du Flysch du Pinde. Ces deux types de Flysch sont séparés par un contact anormal qui se poursuit depuis le massif de Tymphé jusqu'aux premiers contreforts du Pinde méridional (fig. 53).

Nous considérerons successivement la structure de la région SW de Zagoria correspondant au Flysch ionien, puis le contact entre les deux formations et la structure du Flysch du Pinde.

Structure de la région SW de Zagoria.

Sur le versant NE du Mitsikéli, le Flysch est vigoureusement plissé; il subit le contre-coup du renversement des calcaires (fig. 59). Ces plis, qui sont certainement disharmoniques par rapport aux calcaires, atteignent leur maxima aux alentours du secteur où s'effectue le passage du Mitsikéli à la croupe du

1. Je déplace ainsi un peu vers le SE les limites traditionnelles du pays de Zagoria. Ces limites étaient politiques, les villages de Zagoria jouissant sous le régime turc d'une certaine autonomie; elles incluaient des villages qui se trouvent sur le versant S du massif de Tymphé (Vradeton, Tsepelovon, etc.) et excluaient la région de Metsovon où se trouvait le siège des autorités turques (Kaimakan, garnison de frontière).

Driscos; sur le versant NE de cette dernière, le Flysch épouse le plongement puissant et régulier des calcaires vers le NE (fig. 55).

A l'extrémité NW du Mitsikéli, les plis du Flysch s'atténuent en même temps que le déversement des calcaires.

Lorsqu'on s'éloigne du Mitsikéli, les plis disharmoniques disparaissent et la structure du Flysch ionien est dominée par celle des calcaires sous-jacents.

On va donc retrouver ici une structure analogue à celle du massif de Tymphé; mais on n'y observera pas la répétition des immenses fractures transversales qui caractérisaient celui-ci et qui étaient la conséquence de la surrection anormale des calcaires.

Des sections transversales du Flysch ionien de Zagoria montrent un relèvement assez régulier vers le NE, semblable à celui qu'on observait sur le massif de Tymphé. Une zone de dislocations qui passe aux environs des villages de Négadès, Fragadès, Leptokaria, puis à l'W de Liapi, représente probablement la prolongation de la faille d'Astraka.

Cette remontée vers le NE, d'abord très régulière, s'atténue à mesure qu'on s'éloigne du massif de Tymphé. Les pendages deviennent très irréguliers lorsqu'on s'approche du Péristéri; le refoulement du Flysch ionien par la lame charriée du Pinde-Olonos exerce ici une action dominante.

Si l'on considère maintenant une coupe longitudinale allant des abords du massif de Tymphé à ceux du Péristéri, on constate que les calcaires, qui affleurent d'abord dans le fond des ravins, plongent vers le SE et disparaissent définitivement sous le Flysch. Celui-ci est affecté du même pendage qui devient parfois très vif aux approches de la rivière transversale Vardas; au-delà de cette rivière, les plis du Flysch sont certainement disharmoniques par rapport aux calcaires sous-jacents; ceux-ci s'y trouvent enfouis à d'assez grandes profondeurs.

Si l'on fait abstraction des plis disharmoniques de bordure, les pendages généraux du Tymphé se retrouvent dans le Flysch de Zagoria: pendage vers le Mitsikéli d'une part, et d'autre part, ce qui est plus important, plongement des calcaires du Tymphé vers le SE, vers la lame charriée du Péristéri (Monts Lakmon).

Tectonique du Flysch du Pinde; son contact avec le Flysch ionien.

C'est la structure qui vient d'être décrite qui va déterminer les modalités du contact entre le Flysch ionien et le Flysch du Pinde.

Nous avons vu comment le Flysch du Pinde venait s'écraser contre la lèvre surélevée de la faille de Gamila, contre le massif de Tymphé. Vers l'angle SE de celui-ci, la lame de calcaires maestrichtiens qui jaillit hors du Flysch (fig. 38 et Pl. V, fig. 2) et forme l'éperon de Tsouca (1.726 m) montre que les formations du Pinde-Olonos sous-jacentes au Flysch du Pinde participent à ce mouvement.

Au SE du massif de Tymphé, bien que les calcaires disparaissent sous

leur couverture de Flysch ionien, le schéma structural demeure identique: mais le Flysch ionien se trouvant désormais à une altitude plus modeste, le Flysch du Pinde arrive à son niveau, et les deux Flysch se trouvent en contact. Plusieurs petits pointements de calcaires de faciès Pinde-Olonos jalonnent cette limite, notamment aux abords du village de Macrinon.

Le contact Flysch contre Flysch n'a évidemment pas la netteté du contact Flysch contre calcaire. Dans cette région très boisée, il est parfois difficile à situer avec précision. Mais, outre le changement de faciès lithologique, le changement structural est très marqué: aux pendages réguliers du Flysch ionien, succèdent les plis d'accumulation écrasés du Flysch du Pinde, avec une tendance dominante aux plongements vers le NE, sous la nappe ophiolithique toute proche. Dans ce Flysch mylonitisé, l'érosion a taillé de grands cirques très différents des vallées conséquentes creusées dans le Flysch ionien.

Un lambeau ophiolithique a été transporté avec le Flysch du Pinde jusqu'au Flysch ionien (cote 1489, angle SE du Tymphé); cet exemple est unique, à ma connaissance.

En direction du SE, l'altitude du Flysch ionien décroît, ainsi que nous l'avons vu. Aussi le Flysch du Pinde marque-t-il une tendance à le dominer et probablement déjà à le chevaucher (haut cours de la rivière Vardas).

Au-delà du Vardas, le Flysch du Pinde déborde brusquement par-dessus le Flysch ionien et donne lieu aux écailles charriées qui déterminent les hautes crêtes gréseuses de l'angle oriental de Zagoria (Pl. VII, fig. 1).

Le charriage de ces écailles, par-dessus le Flysch ionien, est manifeste au seul examen de leurs contours sur la carte géologique. En outre, le chevauchement et la zone d'écrasement qui l'accompagne sont bien visibles en plusieurs endroits et en particulier sur la route nationale de Yanina à Trikkala, un peu au-dessous du village de Votonossi.

Les écailles successives se discernent aisément grâce aux répétitions des niveaux caractéristiques du Flysch du Pinde: Flysch rouge, Flysch pélitique en lits minces, Flysch gréseux. C'est principalement le Flysch gréseux et accessoirement le Flysch pélitique qui ont déterminé la structure en écailles relativement rigides, tandis que le Flysch rouge a toujours joué le rôle de «couche savon» et se trouve régulièrement à la base des écailles, toujours écrasé, tantôt laminé, tantôt au contraire anormalement accumulé.

Grâce à la présence des grès, chaque écaille correspond à une crête régulière et bien définie; chacune d'elles pourrait être désignée par un nom particulier, mais leur description détaillée serait fastidieuse, et nous nous contenterons de les désigner dans leur ensemble sous le nom d'écailles de Khrissovitsa» (fig. 53 et 59). On peut noter toutefois que les écailles les plus avancées, entre Khrissovitsa et Liapi, ont un plongement moins accentué que celles qui se trouvent plus à l'intérieur; à l'E de Khrissovitsa, la petite écaille de Hagio Ghiorgios est très fortement redressée; aussi est-elle réduite à une crête escarpée au sommet de laquelle se trouve la petite église dédiée à Saint Georges.

A l'arrière des écailles, dans le cirque du haut Metsovitikos et sur les

plateaux des Politsès, on retrouve le domaine du Flysch très écrasé en avant de la nappe ophiolithique.

Si l'on considère en plan le dessin des écaïlles de Khrissovitza, on remarque qu'elles figurent un arc de cercle concave vers le S; dans le détail, cette courbure détermine des relais assez compliqués, surtout entre les villages de Khrissovitza et de Votonossi. Cette disposition résulte, comme les précédentes, de la structure du soubassement et de l'influence de celle-ci sur le comportement de la nappe: vers le N, les écaïlles sont dues au seul déferlement du Flysch du Pinde, complètement décollé de son substratum normal, la série mésozoïque du Pinde-Olonos; cette dernière va, plus au S, surgir également et participer, à son tour, à la formation des écaïlles et des nappes superficielles. Aussi, le Flysch des écaïlles de Khrissovitza a-t-il pu, à leur extrémité NW, s'avancer librement par-dessus le Flysch ionien, tandis qu'à leur extrémité SE, il s'est trouvé inséré et retenu dans les écaïlles plus profondes de la série du Pinde-Olonos.

Conclusion : vue d'ensemble sur la versant SW du Pinde - septentrional.

Nous voyons que les traits majeurs de la région que nous venons d'étudier sont déterminés par la présence et la structure de la série de Tymphé, probablement, en dernière analyse, par celles de son socle cristallin rigide.

L'accident essentiel de cet ensemble est la faille longitudinale de Gamila. Nous avons vu qu'au-delà du secteur du Tymphé où elle est visible, elle se poursuit en direction du SE, où elle commande les relations structurales entre le Flysch ionien et le Flysch du Pinde. Nous verrons qu'elle se prolonge encore, au-delà du pays de Zagoria, vers le SSE et qu'elle joue sans doute un rôle important dans la structure du Pinde méridional.

La faille de Gamila n'est donc pas liée à la surrection du massif de Tymphé. Elle résulte, non point d'une surrection, mais de l'effondrement de sa lèvre NE entraînée par celui du soubassement de la fosse du Pinde-Olonos.

Dans le secteur que nous venons d'étudier, l'immense muraille représentée par le plan de faille a pu arrêter les formations du Pinde-Olonos chassées hors de leur fosse désormais fermée et refoulées par-dessus le compartiment effondré de la zone de Tymphé. Cependant, en raison, en partie, de l'abaissement vers le SE du compartiment exhaussé, celui-ci se voit graduellement débordé par les formations du Pinde-Olonos et tout d'abord par le Flysch du Pinde; dans le chapitre suivant, nous allons assister au déferlement de l'ensemble des formations mésozoïques sous-jacentes.

Le déversement du Mitsikéli, qui est limité, nous l'avons vu, au secteur correspondant à la dépression de Zagoria, prend ainsi tout son sens: c'est, en effet, dans ce secteur que les calcaires sous-jacents au Flysch ionien ont subi directement la totalité de la poussée provenant de la nappe du Pinde-Olonos.

Plus au NW, la poussée s'est exercée plus bas, peut-être même sur le socle; la masse calcaire du Tymphé a pu opérer un glissement en retour vers le NE, et la ride anticlinale du Mitsikéli est peu accentuée; plus au SE, le déferlement de la nappe (par dessus la faille) a, comme je l'ai déjà indiqué, relâché la pression sur le Driscos.

CHAPITRE II

L'EXTREMITE NORD DU PINDE MERIDIONAL

Le Pinde méridional est une longue chaîne escarpée qui, à partir de notre région, s'étend sur près de 150 km, en direction du Golfe de Corinthe. Son étude sortirait du cadre de ce travail. Cependant, l'un des objectifs que nous nous sommes fixés concerne la manière dont s'effectue le passage brutal du Pinde méridional à la chaîne si différente du Pinde septentrional. Dans ce but, il est indispensable de fixer les traits structuraux essentiels des chaînons les plus septentrionaux du Pinde méridional qui, tous, disparaîtront avec une soudaineté singulière au N d'une ligne E-W qui se confond d'abord avec la première apparition des ophiolithes sur la rive droite du haut-Pénée, puis, au SW de la crête du Pinde, avec la vallée du Metsovitikos, affluent de l'Arakthos.

Le Pinde méridional comprend, à son extrémité N, trois faisceaux calcaires¹ séparés par deux synclinaux plus ou moins complexes, remplis de Flysch.

1) Le faisceau occidental ou faisceau des monts Lakmon; son extrémité septentrionale prend le nom de Péristéri, d'après le sommet principal (2.294 m).

2) Les faisceaux orientaux, comprenant d'W en E:

a) le synclinorium du Dokimi;

b) le faisceau calcaire du Tringua.

c) au-delà du synclinal de Perliankon, la crête calcaire du Kerkétion ou Kotsiakas (1.901 m), qui domine à l'E la plaine de Thessalie.

1) Les monts Lakmon (Péristéri).

Immédiatement au SE de la vallée transversale du Metsovitikos, s'élève le Péristéri, premier massif des monts Lakmon. Ceux-ci vont, dès lors, relayés plus au S par les autres faisceaux calcaires du Pinde méridional, dresser une barrière quasi continue entre la Grèce occidentale et orientale.

Le relief tourmenté des monts Lakmon contraste singulièrement avec les formes géométriques du massif de Tymphé. Ce ne sont, à perte de vue, que crêtes aiguës qui se poursuivent et semblent se chevaucher, telles les vagues

1. On sait que les formations mésozoïques du Pinde - Olonos comprennent, outre les calcaires, une proportion considérable de schistes et de jaspes. Néanmoins, ces formations donnant généralement lieu à des vallées, les chaînes semblent à première vue essentiellement calcaires: aussi emploierons-nous pour les désigner les termes de chaînes ou faisceaux «calcaires».

LEGENDE DES FIG. 59, 60, 61.

Coupes séries montrant le passage (du NW au SE) du pays de Flysch de Zagoria aux Monts Lakmon.

La fig. 59 passe au NW du Metsovitikos; de gauche à droite: le Mitsikéli, déversé vers le NE, le Flysch ionien, les écaïlles de Khrissovitza, la nappe ophiolithique. Sous les écaïlles de Khrissovitza, les formations mésozoïques du Pinde-Olonos sont représentées hypothétiquement écrasées contre la faille de Gamila; leur présence sous le Flysch du Pinde est de toute manière indiscutable.

La fig. 60 passe au SE du Metsovitikos, au niveau des premiers contreforts des Monts Lakmon. Les plis orientaux sont remontés en partie et affleurent par leurs têtes anticlinales. La lame charriée frontale a débordé par-dessus le Flysch ionien.

La fig. 61, demi-schématique, coupe les Monts Lakmon au S du Péristéri. La surélévation axiale des plis orientaux est encore plus accentuée et les synclinaux maestrichtiens se trouvent en relief.

T : Calcaires de la zone de Tymphé.— fi : Flysch ionien.— fp : Flysch du Pinde.—
Cm : Calcaires maestrichtiens.— Cs : Calcaires en plaquettes turoniens - sénoniens.—
R : Radiolarites.— ts : Trias supérieur à Halobies.— tD : Calcaires triasiques à Diplomes.— σπ : Serpentes, péridotites, etc.

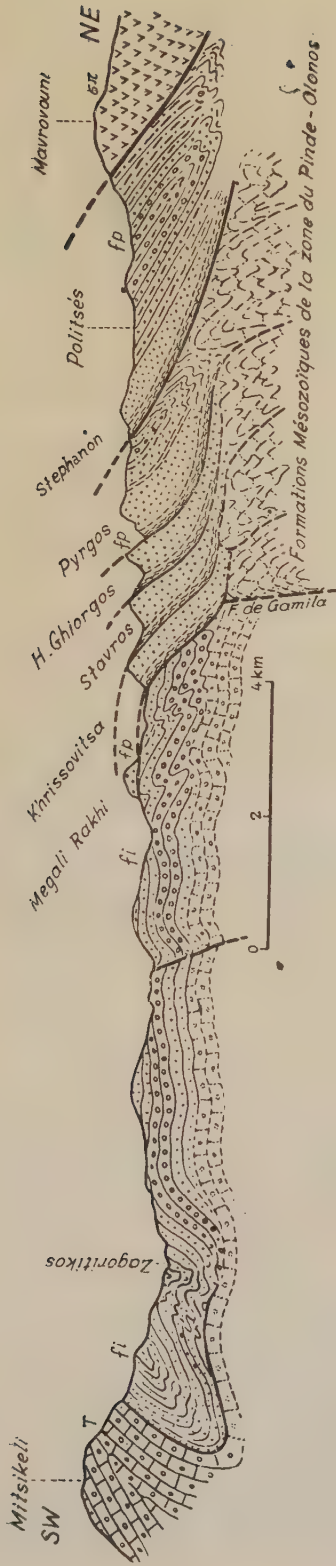


Fig. 59.

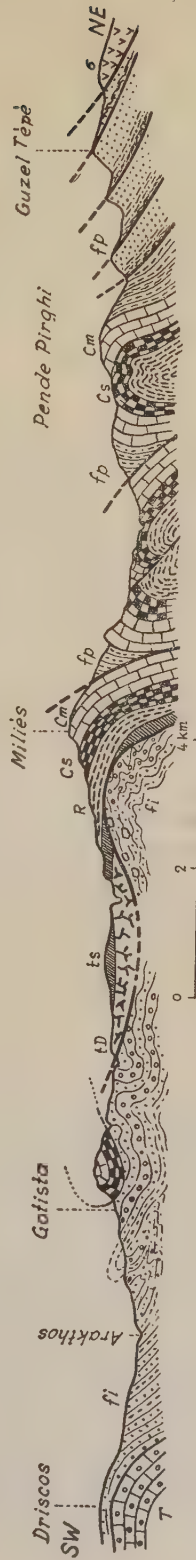


Fig. 60.

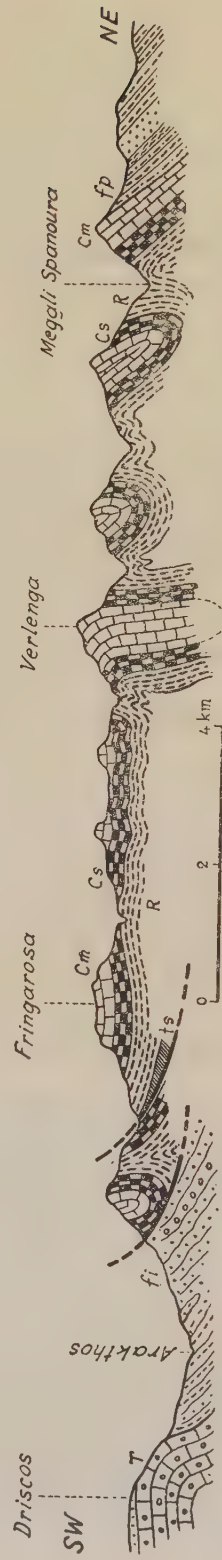


Fig. 61.

d'une mer agitée. Elles sont séparées par de profonds ravins, aux pentes raides mais non verticales (Pl. V, fig. 1). Le versant occidental de la montagne y est cependant moins accidenté; entre les crêtes s'étalent de hauts bassins herbus coupés de ravins plus rares, d'aspect karstique.

La morphologie du Pinde méridional est due en partie à sa structure complexe, en partie à l'alternance des calcaires et des radiolarites. Presque toujours les sommets sont déterminés par les calcaires maestrichtiens redressés, tandis que les ravins, généralement en position anticlinale, sont le plus souvent creusés dans les radiolarites rouges. Grâce également à ces dernières, les sources sont très nombreuses; c'est ce qui explique que ces montagnes d'apparence inhospitalière possèdent de grands pâturages, et que des villages importants se nichent dans leurs vallées: avant la guerre, les habitants du village de Sérako possédaient plus de 40.000 moutons.

Le charriage frontal des monts Lakmon a été découvert en 1894 par PHILIPPSON, puis établi définitivement en 1896 à la suite de sa polémique avec HILBER au sujet de l'âge du Flysch sous-jacent aux calcaires.

RENZ, qui a traversé ces montagnes (1930), a précisé l'âge de leurs terrains et en a fourni une coupe schématique.

Schéma structural d'ensemble

La différence morphologique signalée plus haut entre les versants occidentaux et orientaux des monts Lakmon correspond à une différence structurale: le versant occidental a une structure semi-tabulaire, animée de quelques plis à grand rayon de courbure; le charriage des formations mésozoïques sur le Flysch ionien est visible et nous l'appellerons pour cette raison: «lame charriée frontale» (fig. 59, 60, 61). Le versant oriental comprend plusieurs plis très accentués, généralement déversés vers l'W, que nous appellerons dans leur ensemble «plis orientaux».

La lame charriée frontale.

La superposition de la série mésozoïque sur le Flysch apparaît avec une parfaite netteté sur le front occidental de la montagne, au-dessus de la vallée de l'Arakthos, (Pl. X, fig. 1). Le versant opposé de la vallée est constitué par la retombée orientale de l'anticlinal du Driscos.

Si l'on porte les yeux vers le S, on aperçoit de profil, au-delà du débouché de la vallée de Kalarrytai, le magnifique entablement du Tsoumerka, où les formations mésozoïques, épaisses d'un millier de mètres et presque horizontales, s'avancent vers l'W, dépassant de 6 ou 7 km le front général des monts Lakmon. La base de la nappe y est formée par le Trias supérieur à Halobies, décollé de son soubassement, ce qui est, comme RENZ l'a montré (1940), le cas le plus général pour les parties chevauchantes de la zone du Pinde-Olonos.

Au N de la vallée de Kalarrytai, le front de la lame charriée n'est pas aussi simple: le Flysch ionien y plonge, non sous le Trias, mais sous un pa-

quet extrêmement plissé comprenant surtout du Crétacé (fig. 61); à l'échancrure déterminée par la vallée de Kalarrytai, on aperçoit de profil plusieurs plis pressés les uns contre les autres. Vers le fond de cette échancrure, donc au-delà de ce paquet frontal écrasé, le Flysch est surmonté directement par le Trias, puis par toute la série du Pinde-Olonos, en succession normale, non renversée.

Jusqu'à la ligne de faite domine dès lors la structure relativement tranquille, caractéristique de la lame charriée frontale. Les formations intermédiaires très litées, en particulier les radiolarites, montrent une tendance aux plissements disharmoniques qui suggère des mouvements différentiels entre la base de la nappe et ses parties supérieures.

Les plis orientaux.

Les plis orientaux commencent, dans toute cette partie N de la chaîne, à peu près exactement à la ligne de faite. Après quelques petits plis anticlinaux parfois chevauchants, le premier accident d'envergure est un grand synclinal pincé, à flancs quasiment verticaux. Les plis suivants, en nombre variable — de 3 à 5 plis majeurs et une infinité de plis secondaires — ont tous le même cachet: les synclinaux sont fermés ou chevauchés, les pendages sont très accentués, les lames de calcaires maestrichtiens s'élancent vers le ciel pour former des crêtes aiguës et dentelées tandis que les formations sous-jacentes plus souples, dans lesquelles sont creusées les vallées, exhibent des plissements disharmoniques qui défieraient toute représentation graphique.

La coupe du Metsovitikos et la terminaison du Pinde méridional.

La vallée du Metsovitikos est installée entre le Flysch de Zagoria, au NW, et les pentes terminales, profondément ravinées, du Pinde méridional, au SE.

Cette coupure transversale permet d'observer de profil le charriage de la lame frontale du Péristéri sur le Flysch ionien.

A l'angle NW, un témoin isolé, reste du paquet frontal crétacé, «flotte» sur le Flysch, au-dessus du village de Gotista (fig. 60). Le plan de contact, d'abord assez élevé, descend rapidement jusqu'au niveau du Metsovitikos (Pl. X, fig. 2). Un coin de Flysch ionien apparaît encore sous les calcaires à Diploporos du Trias moyen (Pl. IV, fig. 2) qui constituent ici, exceptionnellement, la base de la série du Pinde-Olonos. Puis le Flysch disparaît aux regards, soit sous des éboulis, soit sous le lit de la rivière.

Les éboulis énormes que l'on rencontre un peu plus loin, qui comprennent des blocs calcaires dont les dimensions sont de l'ordre de plusieurs décimètres, ont en réalité une origine tectonique: ils résultent, comme nous le verrons, de la déchirure transversale du rebord de la lame charriée.

Plus à l'E, au-delà de la gorge étroite qui descend du village de Paléokhori, le Flysch ionien reparait grâce au grand cirque où sont installés les di-

vers hameaux de la commune de Micro Péristéri (Pl. IV, fig. 1), grâce aussi à une remontée du plan du contact. Dans la gorge de Paléokhori, à 2 km en amont du village, et à 3 km à l'intérieur des calcaires, une fenêtre de Flysch ionien — que j'appellerai fenêtre de Mavroyanni — prouve la réalité du charriage.

A l'E du cirque de Micro Péristéri, le Flysch ionien disparaît définitivement: la série mésozoïque s'enracine en plongeant presque verticalement vers l'E, mouvement qui est la prolongation du premier synclinal des plis orientaux (fig. 60 et 61).

Concurremment à ce plongement vers l'E, la série mésozoïque plonge également vers le N; ce mouvement, qui ne peut pas être représenté sur une coupe transversale, apparaît nettement sur la photographie de la crête de Miliès (Pl. IV, fig. 1).

A l'E de la crête de Miliès, tous les plis orientaux subissent, au niveau du versant S du Metsovitikos, la même puissante inflexion d'axe; ils disparaissent, dès le versant N de la rivière, sous le Flysch (Flysch du Pinde) des écaillés de Khrissovitza.

Les coupes sériées des figures 59, 60 et 61 représentent schématiquement cette progression: dans la figure 60, n'affleurent que les parties supérieures des plis orientaux de la figure 61, d'ailleurs à une altitude moindre que dans celle-ci; le Flysch est conservé dans les synclinaux. Dans la figure 59, la représentation des formations mésozoïques du Pinde-Olonos, sous les écaillés de Khrissovitza, est hypothétique, mais le principe de leur présence ne peut aucunement être mis en doute.

La disposition générale des zones de faciès (fig. 53) nous oblige à admettre que les plis orientaux des monts Lakmon sont également charriés — bien que la superposition soit ici invisible — et qu'ils recouvrent le compartiment effondré de la zone de Tymphé. Le plongement soudain vers l'E de la lame charriée à la crête de Miliès et, plus au S, le premier synclinal des plis orientaux correspondent, sans aucun doute, à la prolongation de la faille de Gamila dans le substratum de la masse charriée.

Si les plis orientaux disparaissent sous le Flysch du Pinde par suite d'une inflexion axiale, la lame charriée frontale se termine aussi soudainement, mais fait place, au N du Metsovitikos, au Flysch ionien.

Cette lame ne peut plonger vers le N comme les plis, car elle devrait, dans ce cas, passer sous le Flysch ionien qu'elle chevauche; elle n'a pu d'ailleurs recouvrir le Flysch ionien de Zagoria, dont l'absence d'écrasement témoigne qu'il n'a jamais supporté de nappe.

En fait, la disparition, au N, de la lame charriée est la conséquence d'une déchirure transversale de la nappe du Pinde-Olonos, déchirure qui s'est produite entre la partie septentrionale de la nappe qui fut retenue en arrière de la faille de Gamila et celle qui, plus au S, a réussi à dépasser cette faille.¹

1. De telles déchirures ont pu jouer un rôle dans d'autres secteurs des Dinarides, lesquelles sont caractérisées par des relais structuraux rapides, coïncidant avec des accidents transversaux; j'ai maintes fois mentionné l'accident Scutari-Peć.

L'inflexion des plis orientaux, au niveau du Metsovitikos, nous renseigne sur les causes qui ont permis ce dépassement : dans le secteur des monts Lakmon, le compartiment oriental de la zone de Tymphé est moins effondré que dans les secteurs de Zagoria et du massif de Tymphé. Au N du Metsovitikos, la nappe du Pinde-Olonos — d'abord à l'exception du Flysch, puis dans sa totalité — a été arrêtée par la faille de Gamila; au S, au contraire, la nappe étant plus élevée, la dénivellation due à la faille était plus réduite et l'obstacle a pu être «sauté» après quelques plis d'écrasement dont le paquet frontal plissé doit être un reste : en effet, en avant de ces plis, le Driscos ne paraît pas être un obstacle suffisant pour leur avoir donné naissance.

Nous retrouvons donc ainsi, grâce à l'analyse structurale, une notion que nous avons suivie, parfois avec quelque difficulté, au cours de notre étude stratigraphique : à savoir que sur l'emplacement du Pinde septentrional a existé depuis fort longtemps, peut-être durant toute l'ère mésozoïque, une inflexion transversale dont la trace est encore manifeste depuis le pays de Zagoria jusqu'au détroit de Kozani. On se souvient que l'abondance particulière des galets de la série du Pinde-Olonos dans le Flysch ionien, au voisinage des monts Lakmon (IIème partie, chap. V), nous avait déjà révélé que la nappe progressait, dans ce secteur, à une altitude élevée, et émergeait largement, tandis que dans le Pinde septentrional, la nappe ophiolithique, qui pourtant surmontait les formations du Pinde-Olonos, avait livré relativement peu de galets. On voit que la dénivellation devait être de l'ordre de milliers de mètres et pouvait se comparer aux plus grandes failles du massif de Tymphé.

La surélévation relative du Pinde méridional devait être encore plus considérable qu'elle ne le paraît aujourd'hui : en effet, si la faille de Gamila a pu d'abord être franchie avec une relative facilité, elle provoqua par la suite la formation des plis orientaux; le rejet avait donc dû augmenter brusquement en cours de plissement, le compartiment oriental avait été une nouvelle fois entraîné par l'engloutissement du substratum de l'ancienne fosse du Pinde-Olonos.

Notons que, plus au S, le rejet primitif de la faille devait diminuer, si l'on en juge par l'avance plus libre de la lame charriée et l'absence de paquet frontal plissé au niveau du Tsoumerka; plus au S encore, le compartiment occidental paraîtrait s'enfoncer à son tour, par un mouvement analogue à celui par lequel le massif de Tymphé plonge sous le Flysch de Zagoria, car la carte de PHILIPPSON suggérerait que les monts Lakmon s'enfoncent dans cette direction et sont eux-mêmes chevauchés, au-delà du coude de l'Acheloos, par quelque faisceau plus oriental.¹

Les faisceaux orientaux du Pinde méridional.

Les détails qui ont été donnés précédemment nous permettrons de pas-

1. Signalons en passant que ce plongement graduel vers le S, dans le sens longitudinal, interrompu par une remontée brusque suivie d'une nouvelle inclinaison vers le S, est très fréquent dans les Dinarides méridionales. Nous en verrons d'autres exemples.

ser rapidement sur la région située entre les monts Lakmon et la plaine de Thessalie. Je n'en ai parcouru d'ailleurs que la lisière septentrionale, en bordure des ophiolithes; cette lisière est suivie, jusqu'à Kastania, par la belle crête herbue du Dokimi et du Khioli, d'où l'on obtient une vue d'ensemble sur le Pinde méridional. On possède, en outre, sur cette région la carte de PHILIPPSON

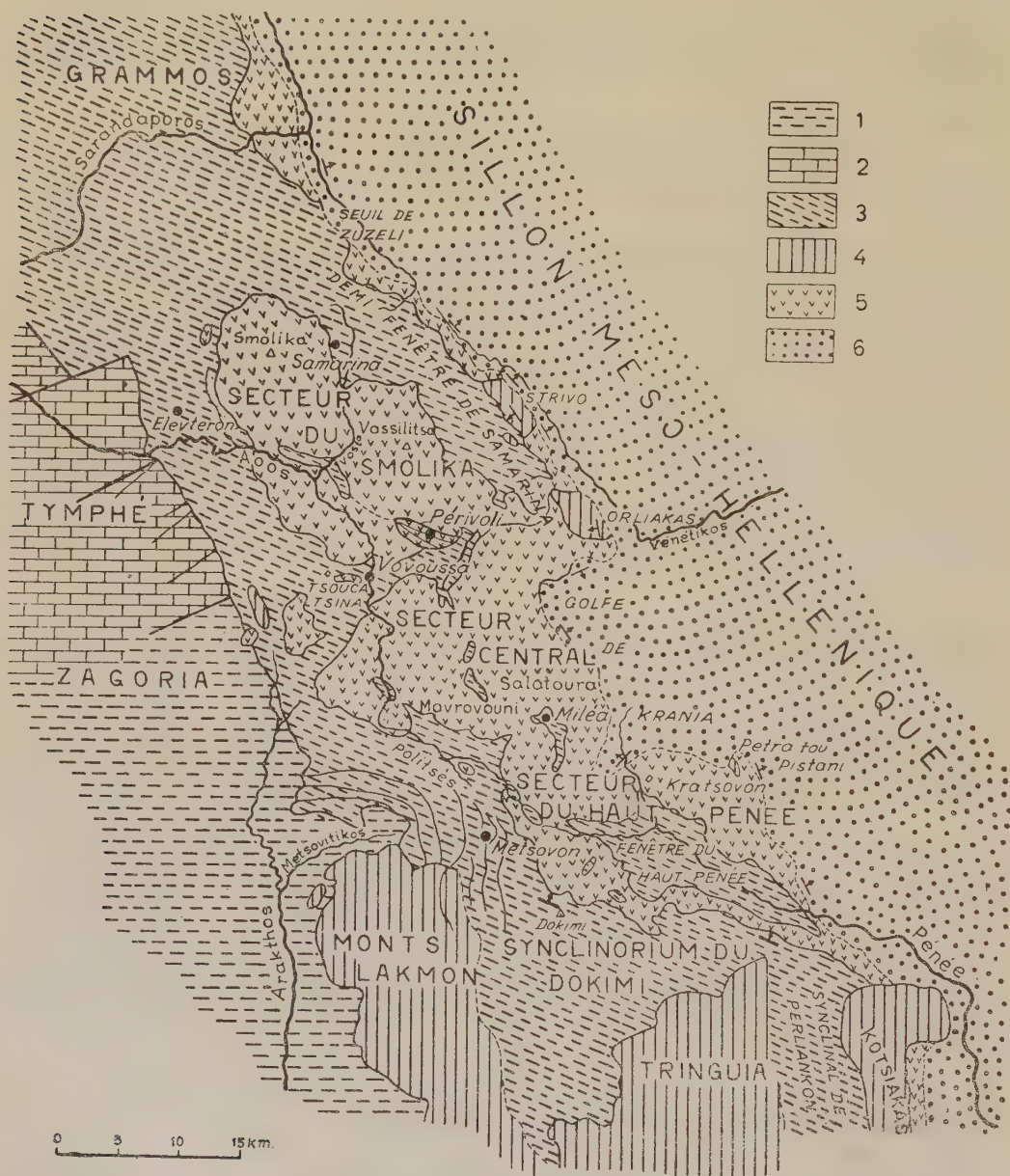


Fig. 62. Schéma structural du Pinde septentrional.

1 : Flysch ionien; 2 : calcaires de la zone de Tymphé; 3 : Flysch du Pinde; 4 : formations mésozoïque du Pinde-Olonos; 5 : ophiolithes; 6 : Tertiaire transgressif du sillon méso-hellénique.

et la description d'itinéraire de RENZ; la coupe de la figure 63 n'en est pas moins strictement schématique et n'est destinée qu'à situer les divers éléments du Pinde méridional à ce niveau.

a) Le synclinorium du Dokimi.

Le flanc NE du dernier anticlinal des monts Lakmon est d'une splendide régularité, et se poursuit sur plusieurs dizaines de km (Pl. V, fig. 1). Avec lui, les formations mésozoïques des monts Lakmon disparaissent pour longtemps sous le Flysch du synclinorium du Dokimi.



Fig. 63. Coupe indicative W—E à travers les faisceaux orientaux du Pinde méridional.

fp : Flysch du Pinde. Autres figurés : série mésozoïque.

Le grand affleurement de Flysch, qui communique avec celui de Zagoria par la région de Guzel Tèpè,¹ où le Flysch est resserré entre les monts Lakmon et les ophiolites, se rétrécit vers le S où le faisceau de Tringua se rapproche de celui des monts Lakmon. Il a donc sensiblement la forme d'un triangle équilatéral.

Considéré dans son ensemble, ce synclinorium révèle un nouvel enfoncement des formations du Pinde-Olonos, plus important encore que celui que l'on pouvait rapporter à la faille de Gamila; il marque une nouvelle étape de l'engloutissement de la partie axiale de la chaîne.

La manière dont s'est comporté le Flysch dans ce synclinorium est sug-



Fig. 64. Détail du contact Flysch - ophiolites au N du Dokimi.

fr : Flysch rouge; fg : Flysch gréseux; fl : Flysch laminé;
ol : serpentes laminées; obr : serpentes bréchiques.

gérée dans la figure 63, d'après l'aspect du paysage et les descriptions d'itinéraires de PHILIPPSON et de RENZ; le détail de sa structure est sans intérêt en ce qui concerne l'objet de ce travail.

1. Voir note infrapaginale: 2ème partie, chap. V, p. 155.

Il faut noter par contre que sur la lisière N du synclinorium, à l'approche des ophiolithes, les pendages isoclinaux du Flysch vers le NE font place, non sans maints froissements et accidents divers, à de vigoureux plongements vers le N et amènent le Flysch à s'engager sous les ophiolithes (fig. 64 à 66). C'est cette sorte de bourrelet liminaire qui a déterminé la formation de la crête transversale du Dokimi et du Khioli.

Le plan de contact est toujours très incliné et montre à son voisinage,

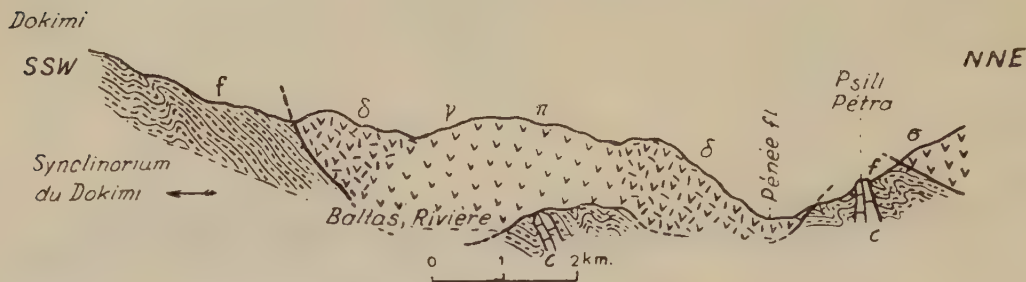


Fig. 65. Coupe allant du Flysch du synclinorium du Dokimi à la fenêtre du haut - Pénée par le ravin du Baltas.

f : Flysch. — c : pointements calcaires (Crétacé). — δ : Dolérites. π : Péridotites, troctolites. σ : Serpentes. — γ : Gabbros.

tant dans le Flysch que dans les roches éruptives, les traces d'un puissant écrasement. Au-delà de la première crête ophiolithique, on retrouve le Flysch dans la fenêtre du haut-Pénée, dont il sera question au chapitre suivant et même dans le fond du ravin du Baltas, affluent du Pénée (fig. 65).

Nous rencontrons ainsi pour la première fois quelques uns des indices sur lesquels s'appuie la notion d'une n a p p e o p h i o l i t h i q u e. Bien que

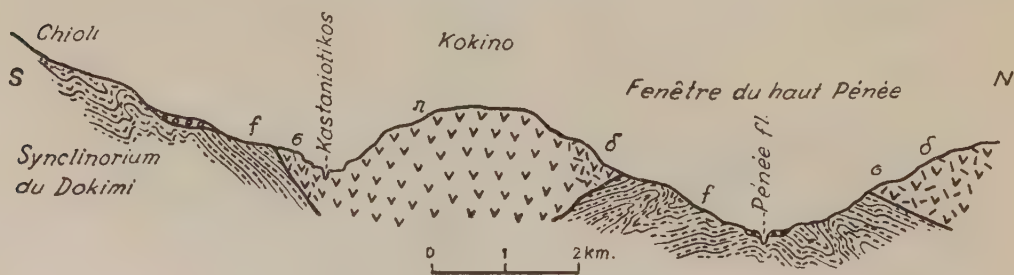


Fig. 66. Coupe N-S passant quelques km à l'E de la précédente.

Mêmes lettres et figurés qu'à la fig. 65.

surmontant le Flysch, les roches éruptives sont ici topographiquement dominées par celui-ci, grâce à l'inclinaison du plan de contact et au bourrelet qui se trouve en avant de la nappe. Celle-ci n'a visiblement jamais dépassé sa limite actuelle; nous verrons que son passage sur le Flysch laisse des traces très reconnaissables qui sont absentes dès le versant S du Dokimi et du Khioli. On a

L'impression que la nappe de roches éruptives est venue s'écraser contre une dénivellation qui préfigurerait la flexure actuellement visible dans le Flysch.

b) Le faisceau calcaire du Tringua.

Selon RENZ (1930), le faisceau du Tringua représente une grande écaille repoussée vers l'W par-dessus le Flysch du Pinde; le chevauchement atteindrait 6 à 8 km, puisque, toujours selon cet auteur, qui a donné de cette région une petite carte schématique, le Flysch apparaîtrait en fenêtre au fond du cirque où se trouve le village de Paléokhorion. C'est cette interprétation que j'ai adoptée sur la carte géologique, bien qu'elle demande vérification.¹

Quoi qu'il en soit, on peut remarquer que le faisceau du Tringua, étroit au N, s'étale largement vers le S jusqu'à rejoindre le faisceau des monts Lakmon. Les plis qui affectent les formations mésozoïques, assez amples au S, se rassemblent vers la pointe N du faisceau et plongent brusquement vers le N, sous le Flysch, à la hauteur du coude que fait le Kastaniotikos pour rejoindre le Pénée. Il y a là une grande flexure que j'appellerai, avec J. AUBOUIN, flexure du Kastaniotikos. Le Flysch est lui-même quasi-vertical, très malmené; il plonge à son tour sous les ophiolithes qui sont réduites ici à une bande étroite au-delà de laquelle le Flysch reparait dans la vallée du Pénée. Vers Kastania, le front des ophiolithes est accompagné de plusieurs copeaux calcaires qui témoignent des cisaillements et des arrachements provoqués par ces directions structurales entrecroisées.

c) Le Kerketion (Kotsiakas).

Sur le versant oriental du Tringua, les calcaires maestrichtiens plongent normalement sous le Flysch du synclinal de Perliankon. A l'E de celui-ci, se dresse la puissante arête calcaire du Kerketion (plus connu sous son nom populaire de Kotsiakas, et plusieurs fois mentionné sous ce nom dans la littérature géologique).

Le Kotsiakas est une crête sensiblement rectiligne, orientée N-S, large de 2 à 5 km, culminant à 1901 m, et qui domine à l'E la plaine de Thessalie où le Pénée serpente à quelque 120 m d'altitude.

Il y a depuis longtemps un «problème du Kotsiakas» qui n'est pas encore résolu. En effet, en dépit de la netteté de ses contours, le Kotsiakas présente

1. (Note ajoutée pendant l'impression). Depuis lors, mon collègue et ami J. AUBOUIN a levé cette région en détail et l'existence de la fenêtre de Paléokhorion paraît plus que douteuse. Le Flysch signalé par C. RENZ se réduit à un paquet de quelques m³, probablement descendu des sommets. Des chevauchements n'en existent pas moins au front W du faisceau du Tringua et le schéma général n'est pas modifié. (cf. J. AUBOUIN : Sur la géologie du Pinde méridional : le massif du Triggia et ses marges occidentales. *Ann. géol. des pays Helléniques*, 8, 1956, p. 85-98).

J'ajouterai ici que l'orthographe «Triggia» est plus correcte que «Tringua» que j'ai empruntée à C. RENZ et à l'ancienne carte au 1/200.000 autrichienne.

une structure très complexe; sa position à la limite du Pinde et des zones plus internes de la péninsule hellénique lui confère un intérêt particulier. Aussi PHILIPPSON (1898) avait-il créé une «zone du Kotsiakas», fondée surtout sur la direction orographique de l'extrémité S de l'arête qui s'incurve vers l'E et semble vouloir rejoindre les faisceaux plissés de la Grèce orientale. RENZ (1930 - 1940), ayant reconnu dans les calcaires oolithiques crétacés du sommet du Kotsiakas, des faciès de la zone du Parnasse-Kiona, suppose que ces calcaires représentent «un fragment de la série du Parnasse-Kiona venu de l'E et charrié sur les formations du Pinde-Olonos» (1940. p. 100). BLUMENTHAL enfin (1931) a admis que l'association dans une même chaîne de deux faciès différents pouvait avoir une origine paléogéographique, tout en adoptant, à peu de choses près, les idées de KÖBER concernant de grands charriages venus de l'E, dont on ignorerait les racines.

Je répugnerais à ajouter de nouvelles constructions hypothétiques à celles qui ont déjà été proposées. Une telle tentative sortirait du cadre de ce travail. J'ai cependant indiqué (chap. IV) que, sur la face orientale du Kotsiakas, les calcaires oolithiques crétacés recouvrant, en apparence normalement, une masse épaisse de radiolarites, j'inclinerais à voir dans les premiers un faciès de bordure de la fosse du Pinde-Olonos, un terme de passage entre les dépôts de celle-ci et les formations épicontinentales qui, à l'époque crétacée, ont recouvert le socle ophiolithique du Sillon et les zones internes. J'ai également évoqué un rapprochement possible entre les calcaires du Kotsiakas et les calcaires, également sublittoraux, à Hippurites, qui constituent, 40 km au NW, le petit massif d'Orliakas. J'ajouterai ici que ces deux unités présentent également certaines analogies structurales. L'une et l'autre se trouvent en bordure du sillon méso-hellénique; selon les coupes de PHILIPPSON, les formations du Kotsiakas sont vigoureusement redressées et nous verrons qu'il en est de même des calcaires d'Orliakas. En outre, le dessin rectiligne, très régulier, du Kotsiakas est en contradiction avec l'existence d'une nappe; on devrait donc plutôt s'efforcer de trouver une solution dans le cadre d'une tectonique autochtone ou para-autochtone liée à celle du Pinde. Seule, une telle interprétation permettrait aussi de comprendre la disparition du Kotsiakas au N, au même niveau que les unités précédentes.

La terminaison, au N, de la crête du Kotsiakas est plus brutale encore du point de vue orographique que celle des faisceaux précédents du Pinde méridional. Les couches plongent, ici aussi, vigoureusement vers le N, mais ce mouvement est accompagné d'écailles si complexes qu'un travail très détaillé serait nécessaire pour en saisir les modalités. Le large éperon qui s'avance vers l'E doit être lié à cette brutale inflexion d'axe, laquelle a pu assurer ici la conservation de la couverture des ophiolithes du sillon méso-hellénique, couverture qui, ailleurs, aurait été déblayée par l'érosion.¹

J'ai souligné enfin (2ème partie, chap. VI) que cette disposition est, dans ses traits essentiels, antérieure au Stampien, les conglomérats de base oligocènes reposant tantôt sur les ophiolithes, tantôt sur les calcaires.

1. Les calcaires de ce promontoire paraissent en outre avoir glissé sur les radiolarites et les ophiolithes, probablement vers le NE.

Conclusions.

Dans l'ensemble, il est clair que le passage du Pinde méridional au Pinde septentrional correspond à une inflexion axiale puissante et ancienne, antérieure au plissement et au déferlement des nappes. Nous avons déjà vu, au cours de l'étude stratigraphique, que les pointements de calcaires et de radiolarites qui surgissent de-ci, de-là, dans le Pinde septentrional, ne peuvent s'expliquer qu'en assumant la présence, sous les ophiolithes, de la série du Pinde-Olonos, ou tout au moins d'une série très voisine de celle-ci du point de vue stratigraphique.

Cette topographie préexistante aux plissements a profondément influencé ceux-ci. On ne peut en aucune façon considérer que les unités structurales du Pinde méridional se poursuivent semblables à elles-mêmes vers le N, après avoir disparu sous les ophiolithes.

Il est nécessaire d'ouvrir ici une parenthèse concernant les modalités du raccourcissement orogénique concomitant aux plissements.

Les couches les plus anciennes qui participent normalement à la tectonique du Pinde méridional correspondent au Trias supérieur à Halobies. Le Pinde méridional consiste donc en une couverture sédimentaire décollée de son substratum, plissée et charriée hors de sa fosse d'origine.

Comme il est impossible d'admettre que ces formations, qui sont principalement d'âge secondaire, aient pu glisser dans leur position actuelle à partir du massif pélagonien, puisque celui-ci est recouvert par des formations mésozoïques, d'ailleurs de faciès différents, on ne peut éviter de conclure que le substratum des premières a subi un raccourcissement équivalent à celui qu'impliquent les charriages et les plis complexes de la série du Pinde-Olonos. Ce raccourcissement, n'ayant pas provoqué d'extrusion importante vers le haut, ne peut se concevoir sans admettre que le substratum de la série du Pinde-Olonos ait été refoulé (ou aspiré ?) vers les profondeurs : c'est pourquoi nous avons fait mention, dès l'étude stratigraphique, de la fermeture de la fosse du P i n d e - O l o n o s ; c'est cette fermeture, accompagnée d'un refoulement du substratum de la fosse qui entraîna l'effondrement de la partie adjacente de la zone de Tymphé (NE de la faille de Gamila).

La cicatrice de l'ancienne fosse ne peut être localisée avec certitude. Le synclinoorium du Dokimi en représente la trace la plus vraisemblable; le faisceau du Tringuia est certainement constitué par les formations originaires de la moitié orientale de la fosse orogène qui auraient recouvert - si le chevauchement existe réellement - la zone axiale, affaissée, de la chaîne.

Dans le Pinde méridional, la série mésozoïque, postérieure au Trias moyen, a pu, dans une large mesure, échapper à l'engloutissement de la fosse, et, décollée, glisser sur l'avant-pays (zone de Tymphé), tandis que les formations plus anciennes partageaient le sort du soubassement. Dans le Pinde septentrional, nous pouvons déjà voir qu'il en a été autrement. Serrées dans une fosse particulièrement profonde, arrêtées par la puissante faille de Gamila, les formations mésozoïques ont été contraintes de se plisser avec leur soubassement : c'est ce qui explique qu'en divers endroits du Pinde septentrional apparaissent,

à côté de pointements mésozoïques, des lames de terrains cristallophylliens (2ème partie, chap. I) qui sont inconnus dans le Pinde méridional.

C'est le raccord malaisé de la tectonique de surface du Pinde méridional avec la tectonique de profondeur du Pinde septentrional qui donne lieu aux plongements soudains vers le N des faisceaux méridionaux en même temps qu'au rassemblement en gerbes des structures qui, vers le S, s'étalent plus largement. Ce rassemblement, qui apparaît en surface dans le faisceau du Tringua, eût existé également au N des monts Lakmon s'il n'avait été remplacé par la déchirure de la nappe.

Une dernière remarque s'impose en ce qui concerne le passage du Pinde méridional au Pinde septentrional : il coïncide avec un léger changement de direction de la chaîne qui est un peu plus méridienne au S du haut-Pénée. Cette inflexion est brusque mais temporaire, car la direction NW-SE reprend graduellement le dessus un peu plus loin. On peut évidemment se demander si ce changement de direction est la cause ou la conséquence du changement structural ; il est certainement lié à la tectonique transversale du soubassement.

En raison de ce changement de direction, la flexure du Kastaniotikos au niveau de laquelle s'ennoient les structures du Pinde méridional est approximativement transversale par rapport à celles-ci, mais très oblique par rapport au Pinde septentrional. Elle pointe vers l'ESE, non vers le détroit de Kozani, mais vers la limite méridionale du massif des Kamvounia et de l'Olympe ; cette dernière limite correspond à un effondrement en sens inverse, à l'affaissement du compartiment méridional, aujourd'hui la plaine de Thessalie. On ne peut que constater cette opposition sans pouvoir jusqu'à présent, lui trouver une explication.

L'accident qui prolonge le rebord NW du massif des Kamvounia et de l'Olympe (limite SE du détroit de Kozani) n'en existe pas moins, et nous le retrouverons par la suite. Nous voyons ainsi que cette région de changement de structure et d'orientation est caractérisée par la présence non d'un seul, mais au minimum de deux accidents transversaux mais non strictement parallèles et dont l'intervention remonte, nous l'avons vu, à des époques reculées.

CHAPITRE III

LE DOMAINE OPHIOLITHIQUE DU PINDE SEPTENTRIONAL

Avec la disparition soudaine des faisceaux calcaires et des synclinaux de Flysch du Pinde méridional, l'aspect et la structure de la chaîne change complètement. Sur une distance de quelque 80 km, depuis la fin du Kotsiakas jusqu'à l'extrémité NW du Smolika, se succèdent de gros massifs ophiolithiques entre lesquels s'insèrent de larges étendues de Flysch; de place en place, des pitons calcaires isolés se dressent au sein des ophiolithes, contrastant par leur couleur claire et leurs formes escarpées avec les croupes sombres et boisées qui les entourent (Pl. IV, fig. 4 et Pl. V).

En dépit de cette diversité des affleurements, c'est la présence des ophiolithes qui marque de son empreinte toute la partie axiale du Pinde septentrional. Les affleurements de Flysch, de forme irrégulière, n'ont rien de commun avec les synclinaux du Pinde méridional; leur structure se ressent du voisinage des grosses masses ophiolithiques et, comme nous le verrons, du fait qu'ils ont été recouverts par celles-ci. Aussi est-ce l'ensemble de cette région, où l'on rencontre des roches sédimentaires associées à des ophiolithes, que je désigne par le terme de «domaine ophiolithique du Pinde septentrional».

Les limites de ce domaine nous sont connues (fig. 62). Au S, c'est l'alignement le long duquel s'ennoient les structures du Pinde méridional. Au SW, les ophiolithes dominent le Flysch de Zagoria et de la bande étroite d'Elevtéron; au NW, elles font place brusquement au Flysch de la vallée du Sarantaporos et du flanc S du Grammos; vers le NE, nous savons que les roches éruptives sont couvertes par les formations transgressives du Sillon.

Cependant, un liseré ophiolithique à peu près continu qui ourle le sillon méso-hellénique, sous le Grammos d'une part, au pied du Kotsiakas de l'autre, relie le domaine ophiolithique du Pinde septentrional à celui de l'Albanie méridionale au NW, à celui de l'Othrys occidental (où dominant aussi les ophiolithes) au SE. La continuité entre le Pinde septentrional et les autres massifs ophiolithiques dépendant du sillon méso-hellénique est donc effectivement inscrite sur le terrain.

Nous avons constamment admis que les ophiolithes du Pinde septentrional constituaient une nappe, que nous avons appelée *nappe ophiolithique*, bien que les roches éruptives y soient accompagnées de lambeaux de leur couverture sédimentaire et, parfois aussi, de leur soubassement. Il fut nécessaire de faire appel à cette notion au cours de l'étude stratigraphique afin d'expliquer la diversité et l'imbrication des affleurements de roches sédimentaires dans le Pinde septentrional. L'adoption de cette hypothèse était justifiée par la découverte de nappes ophiolithiques dans l'Albanie du Nord par NOPCSA, et par J. BOURCART dans l'Albanie méridionale. RENZ avait également admis que sa «zone de la Grèce orientale», caractérisée essentiellement par la présence des ophiolithes, avait participé à de grands charriages; mais il n'avait pas cher-

ché à concrétiser cette conception, et l'on se souvient que nous n'avions pu y souscrire puisque les ophiolithes du Vourinos étaient, elles, manifestement en place.

S'il y a effectivement une nappe ophiolithique dans le Pinde septentrional, sa structure est loin d'être simple, et son existence même est moins évidente qu'elle ne le paraît à la seule interprétation de la carte géologique et des contours sinueux des affleurements de roches éruptives. En effet, il n'y a guère d'indices qui, pris isolément sur le terrain, soient absolument décisifs, ne puissent faire l'objet de quelque autre interprétation. Bien que l'on constate assez souvent un certain chevauchement des ophiolithes par-dessus le Flysch ou, occasionnellement, d'autres formations sédimentaires, le contact est souvent aussi subvertical et, encore plus fréquemment, d'une déroutante complexité de détail. La superposition ne peut jamais, en tous cas, être suivie des yeux sur plusieurs km comme, par exemple, celle des calcaires sur le Flysch dans le profil du Tsoumerka, cité au début du chapitre précédent.

En outre, lorsqu'il s'agit de roches éruptives, on ne peut s'appuyer sur le voisinage insolite de faciès différents, comme nous l'avons fait à propos du contact entre la série du Pinde-Olonos et celle du Tymphé. Enfin, bien que la masse des ophiolithes soit affectée de déformations qui, pour être d'un type spécial, ne le cèdent sans doute en rien à celles que montrent les roches sédimentaires du Pinde méridional, l'absence d'une stratification régulière et de niveaux-repères rend difficile, sinon impossible, l'analyse des structures dans les roches éruptives.

On voit qu'une étude structurale un peu détaillée du domaine ophiolithique du Pinde septentrional n'est pas superflue. Elle aura pour but de rassembler les indices qui, tous ensemble, permettront de vérifier l'existence de la nappe ophiolithique. Chemin faisant, quelques aspects de cette tectonique spéciale des roches éruptives ultra-basiques seront mis en lumière.

Nous allons considérer successivement :

- 1) le front SW des ophiolithes ;
- 2) les trois secteurs du domaine ophiolithique, qui seront définis un peu plus loin. Nous accorderons une attention particulière aux enclaves sédimentaires qui sont incluses dans les massifs ophiolithiques et qui ourlent la limite NE de ceux-ci, en bordure du Sillon : nous verrons qu'il ne s'agit pas seulement d'une limite de transgression. Chemin faisant, nous étudierons quelques exemples concernant la structure des roches éruptives elles-mêmes, en nous appuyant sur leur stratification interne et sur leur couverture sédimentaire.

Le front SW des ophiolithes.

Si l'on excepte les quelques endroits où s'insèrent des lambeaux calcaires, les ophiolithes sont constamment en contact, sur leur front SW, avec le Flysch du Pinde. Les traits essentiels de ce contact peuvent être résumés de la manière suivante :

- a) Le tracé de la limite entre les deux formations est extrêmement si-

nueux. Par endroits, le Flysch pénètre profondément à l'intérieur des massifs ophiolithiques; des lambeaux de roches éruptives se trouvent parfois isolés au milieu du Flysch, en avant du front principal des massifs ophiolithiques.

b) Le contact entre les deux formations est d'origine mécanique.

c) Les ophiolithes montrent une tendance, plus ou moins marquée selon les endroits, à chevaucher le Flysch.

d) Des lambeaux isolés de calcaires ou de radiolarites mésozoïques jalonnent le contact.

Le premier point apparaît immédiatement à l'examen de la carte. Il ne militerait en faveur de l'existence d'une nappe qu'une fois exclues les autres possibilités: venues ophiolithiques dans le Flysch (thèse de HILBER, partiellement adoptée par NOWACK), transgression du Flysch sur les ophiolithes (thèse de PHILIPPSON). En outre, les sinuosités du contact ne prouveraient à elles seules l'existence de la nappe que si elles étaient directement déterminées par la topographie; et nous allons voir que ce n'est pas précisément le cas.

Le second point permet d'exclure l'hypothèse de venues éruptives dans le Flysch comme celle de la transgressivité de celui-ci. L'examen détaillé des contacts permet toujours de vérifier qu'ils sont strictement d'origine mécanique. Le Flysch est toujours d'autant plus vigoureusement écrasé que l'on se rapproche des roches éruptives; il ne manifeste, au voisinage de celles-ci, aucun métamorphisme¹ en dehors du remaniement de la calcite, déjà mentionné au chapitre III (2ème partie), et sur lequel nous reviendrons; on ne distingue pas davantage de signes pouvant évoquer la transgression du Flysch directement sur les massifs ophiolithiques. En outre, une telle transgression serait incompatible avec la présence des copeaux mésozoïques variés qui s'insèrent fréquemment entre le Flysch et les roches éruptives.

Le chevauchement du front occidental des massifs ophiolithiques sur le Flysch est plus ou moins marqué selon les secteurs. Un examen rapide du contact, des abords de Metsovon, au SE, au pied du Smolika, au NW, mettra en lumière quelques-unes des particularités de la tectonique des massifs ophiolithiques.

Dans le chapitre précédent, nous avons examiné la limite S des ophiolithes à partir de Guzel Tèpè (SE de Metsovon) vers l'ESE.

Au NW de Guzel Tèpè, la superposition des ophiolithes au Flysch est

1. Nous savons que la base des ophiolithes est parfois accompagnée, dans le Pinde, de lambeaux plus ou moins importants de leur soubassement originel, qui comprend des schistes, des calcaires, des jaspes, ayant subi un certain métamorphisme. En raison de l'allure, à la fois schisteuse et bien litée, de ces formations, on peut être tenté - je l'ai été moi-même - de les assimiler à du Flysch transformé. Un examen plus attentif montre que les différences lithologiques entre cet ensemble de schistes, de jaspes et de calcaires bien stratifiés et le Flysch sont trop considérables pour que l'on puisse penser que celui-ci soit à l'origine de ceux-là; le Flysch, formation complexe, mi-calcaire, mi-siliceuse, doit pouvoir être facilement transformé en une roche nettement métamorphique, mais non point donner naissance à d'autres roches sédimentaires telles que les calcaires et les jaspes. En outre, ces formations, intimement liées aux ophiolithes, sont toujours séparées du Flysch par des contacts anormaux, et non par des termes de passage.

plus manifeste que dans la direction opposée, car, en raison du creusement du grand cirque initial du Metsovitikos, les ophiolithes couronnent effectivement les pentes de Flysch (fig. 59 et Pl. XI, fig. 1, 2, 3). Quelques lames de calcaires crétacés représentant les formations du Pinde-Olonos, surgissent de place en place dans le Flysch, à peu de distance des ophiolithes.

Le plan de chevauchement est cependant très incliné vers le NE; en effet, si la limite se trouve aux environs de 1.500 m sur le versant occidental du Pinde, sur le versant oriental de la montagne les ravins initiaux extrêmement

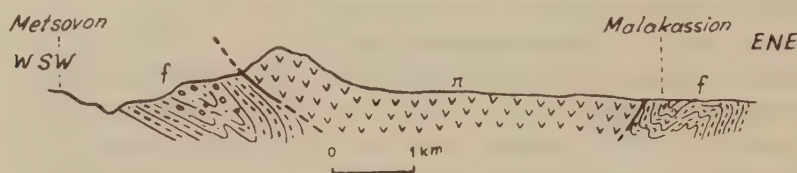


Fig. 67. Coupe du faite du Pinde passant au N du Zygos.

raides du haut-Pénée n'atteignent nulle part le soubassement des roches éruptives. Le Flysch ne reparaît que près du fond de la vallée du haut-Pénée, à 4 km de distance et 800 m d'altitude environ: encore s'agit-il d'une réapparition tectonique, car le Flysch est localisé sur le versant gauche de la vallée (fig. 65).

L'inclinaison du plan de contact est bien visible, un peu au N du cirque du Metsovitikos, à la colline de Variko (Pl. XI, fig. 3). Aussi, le ravin de la Boassa, premier affluent de l'Aoos, qui passe des ophiolithes dans le Flysch des Politsès¹ ne détermine-t-il qu'un «rentrant» peu marqué de la limite des roches éruptives.

Pourtant, à quelque 200 m en amont de la limite, vers 1.400 m, le Flysch reparaît dans le lit du torrent formant une petite fenêtre de quelques dizaines de mètres de long, totalement circonscrite par les ophiolithes (péridotites). Le Flysch affleure à nouveau un peu plus haut; d'abord restreint à la rive droite du torrent, il s'étend ensuite davantage et atteint presque le col de Katara (1.704 m). On voit qu'il s'agit, non d'une véritable fenêtre, mais d'un accident de la nappe et vraisemblablement d'une écaille ayant permis la remontée du soubassement. Non loin du col, quelques lambeaux calcaires se trouvent mêlés au Flysch; immédiatement au-delà de la crête, l'accident se prolonge par les grands pointements de calcaires marmorisés d'Aspra Litharia (Katara), dont les blocs démantelés et plus ou moins isolés se poursuivent vers le fond du ravin abrupt, aux flancs boisés, qui est creusé dans les sombres roches éruptives.

Ce premier exemple nous donne une image typique de ce que nous allons constamment trouver à des échelles diverses. S'il y a nappe, cette nappe est brisée de toutes parts, et la surface de charriage est éminemment irrégulière.

1. Je rappelle que l'on nomme «Politsès» (pluriel grec du mot slave: poulitsa, poljie, plaine) la haute vallée de l'Aoos et de ses premiers affluents, région de prairies et de bois mollement ondulés, qui représente un reste d'une ancienne surface, de toutes parts attaquée par les affluents de l'Arakthos (Pl. XI, fig. 2).

A l'endroit où nous l'avons laissée, au débouché du ravin de la Boassa, la limite des massifs ophiolithiques est approximativement S-N. C'est que l'on se trouve sur le bord SE d'un large «rentrant» de Flysch, de forme grossièrement quadrangulaire, qui correspond à la haute vallée de l'Aoos, autrement dit à la plus grande partie des Politsès.

Quelques aspects de la tectonique des massifs ophiolithiques et leurs subdivisions.

A l'angle oriental de ce quadrilatère, se trouve le col de Tsa Khortara¹ qui débouche au NE, sur la haute vallée de la rivière de Miléa ou Miléotikos. Au NW de cette vallée, se dressent les gros massifs péridotitiques du Mavrovouni et, plus généralement, de ce que nous avons appelé (p. 104) le secteur central (fig. 62) du domaine ophiolithique du Pinde. Contrastant avec ces massifs homogènes, le col (et la vallée qui lui fait suite) offre le spectacle d'un bouleversement indescriptible. Serpentes, dolérites, radiolarites, Flysch, lambeaux calcaires (dont le pointement de calcaires à Halobies de Pétra tou Likou, mentionné au chapitre III, 2ème partie, Pl. IV, fig. 4) s'y entremêlent en lames successives, n'ayant souvent que quelques dizaines de mètres d'épaisseur, et montrant toujours les signes d'un violent écrasement.

C'est là un tableau tectonique que nous retrouverons en divers points des massifs ophiolithiques, et toujours dans des régions de transition entre des unités ayant eu un comportement différent: le couloir de Périvoli, au NW du secteur central, nous en offrira un autre exemple.

On peut noter tout de suite, à ce propos, l'effet des actions mécaniques sur les roches ultra-basiques; celles-ci sont d'abord transformées en serpentines² typiques, à délit écailleux, à surface opaline, bleue ou verte; au maximum d'écrasement, les serpentines sont elles-mêmes transformées en une poudre bleu-vert clair qui subit parfois une reconsolidation, donnant alors une roche claire, à surface mate.

Les dislocations qui s'observent entre le col de Tsa Khortara et Miléa ne sont point strictement limitées à cette vallée, mais y sont particulièrement intenses; elles se poursuivent en direction du SE où elles se manifestent par la présence de nombreux pointements calcaires que nous étudierons plus loin et qui atteignent le Flysch de la vallée du haut-Pénée, autrement dit la fenêtre du haut-Pénée.

J'ai indiqué plus haut qu'au NW du col de Tsa Khortara et de la vallée de Miléa, les massifs ophiolithiques du secteur central, qui sont plus puissants (leur altitude moyenne est de 2.000 m) sont surtout plus homogènes, et principalement constitués par de grosses masses de roches grenues, où dominent les péridotites; ils ne comportent que des accidents rares et bien alignés dont nous verrons le détail plus loin.

1. «Col de l'Homme Mort». Le passage de ce col désolé, balayé par les vents du NE, est réputé dangereux en hiver.

2. Nous reviendrons sur les relations entre la tectonique et la serpentinisation.

En raison de ce contraste, on peut opposer au secteur central (fig. 62) un secteur du haut-Pénée dont le pendant sera, au NW du premier et au delà du corridor de Périvoli, le secteur du Smolika. Les deux secteurs latéraux sont l'un et l'autre caractérisés par la présence de larges étendues de Flysch que nous avons déjà mentionnées sous le nom de «fenêtre du haut-Pénée» et «demi-fenêtre de Samarina».

Le front SW des ophiolithes (suite).

Au NW du col de Tsa Khortara, le contact entre le Flysch et les ophiolithes est plus régulier et demeure à une altitude plus élevée, à mi-pente du flanc SW de la longue crête du Mavrovouni (fig. 68 et Pl. XI, fig. 1).

Le relèvement de la surface de contact va ainsi de pair avec le grand «rentrant» du haut Aaos. D'autre part, on trouve, sur la rive gauche de celui-ci, quelques lambeaux abandonnés de serpentines.¹ Ce sont bien là des indices de la superposition continue des ophiolithes au Flysch (par opposition au seul renversement frontal des roches éruptives sur le Flysch). Notons en passant un point intéressant : cette remontée locale du plan de charriage se trouve au droit de la partie la plus concave vers le NE des écailles de Khrissovitsa, celle où ces écailles sont particulièrement serrées et redressées; la remontée du plan de charriage doit correspondre ici à un certain gonflement du substratum sédimentaire plissé.

Vers le NW, la vallée suspendue, largement ouverte, du haut Aaos ou Politsès, est barrée par la puissante avancée ophiolithique du Tsouca Rossa (1.987 m). L'Aaos traverse cette saillie ophiolithique en des gorges profondes mais paradoxales, puisqu'une voie qui semble plus aisée s'ouvre à l'W où, d'ailleurs, le fleuve est menacé de capture par les affluents de l'Arakthos. Ce cours visiblement surimposé et ancien, est un indice de l'importance des érosions successives dans ce secteur et permet de concevoir que le «rentrant» de Flysch des Politsès peut être dû à l'enlèvement d'une couverture ophiolithique.

L'avancée du Tsouca Rossa est affaissée par rapport au front du Mavrovouni; au passage de l'Aaos dans les ophiolithes, le plan de contact est incliné de plus de 30° vers le NW, le Flysch plongeant sous les roches éruptives; sur les pentes W de la montagne, entaillées par les affluents de l'Arakthos, la limite se trouve aux environs de 1.200 à 1.300 m, la surface de contact plongeant toujours sous les ophiolithes. On remarquera que les écailles de Khrissovitsa ont, ici, déferlé plus librement par-dessus le Flysch ionien; il n'est donc pas surprenant que le gonflement du Flysch sous-jacent aux ophiolithes ait été plus modeste que dans le cas précédent.

La jonction entre l'avancée du Tsouca Rossa et l'alignement du Mavrovouni (angle N des Politsès) est marquée par des accidents à la faveur desquels apparaissent, dans un grand désordre et en position apparemment renversée, des fragments de la série du Pinde-Olonos qui valent à ce lieu le nom d'Aspra

1. Les lambeaux de serpentines dans le Flysch sont nettement des intrusions tectoniques, et non point des venues éruptives (rappel; thèse de HILBER et NOWACK).

Litharia (cf. 2ème partie, chapitre III). Cet accident se prolonge vers le NW, dans les ophiolithes, croisant obliquement les gorges de l'Aoos, au fond desquelles le Flysch très redressé apparaît en une fenêtre étroite; au voisinage de cette fenêtre, les péridotites saines du Tsouca Rossa sont transformées en serpentines à enduit opalin.

Au NW du Tsouca Rossa, se dresse, isolé dans le Flysch, le grand lambeau ophiolithique du Tsouca Tsina (1.833 m) dont la forme conique évoque un volcan¹ (Pl. XI, fig. 4) et qui couronne la crête qui sépare les bassins de l'Aoos et de l'Arakthos.

La structure de détail du Tsouca Tsina est d'une complexité qui rappelle celle des environs de Miléa; on y retrouve des serpentines mylonitisées (avec développement d'amiante le long des plans de glissement), des lames imbriquées de dolérites, de roches microlithiques, puis de pillow-lavas, de radiolarites, enfin de Flysch et de calcaires. Des traînées de serpentines le prolongent vers le NE et vers le NW; un de ces lambeaux qui couronnent la cote 1489 a été repoussé jusqu'au Flysch ionien, à peu de distance de l'angle oriental du massif de Tymphé; un petit cirque qui entame sa face S montre qu'il est incontestablement flottant sur le Flysch.²

Le Flysch du Pinde de toute cette région est extrêmement malmené et écrasé.

Le Corridor de Périvoli.

Nous sommes ici au débouché du grand corridor de Périvoli sur le Flysch de Zagoria. J'ai déjà indiqué que les abords du corridor se signalaient par des broyages intenses; nous venons d'en voir un premier exemple. Ajoutons que cette langue de Flysch, qui pénètre de 15 km environ à l'intérieur des massifs ophiolithiques, n'est point déterminée par la topographie: elle est en effet, transversale à la profonde vallée de l'Aoos ainsi qu'au faite du Pinde, où elle ne subit qu'un rétrécissement négligeable.

C'est en poursuivant l'examen du front SW des ophiolithes que nous allons découvrir la cause la plus vraisemblable de cet accident transversal. En effet, le front du secteur du Smolika se trouve d'environ 6 km en retrait vers le NE par rapport à celui du Tsouca Rossa.

On ne peut ici attribuer ce recul de la limite à l'oeuvre de l'érosion comme dans le cas du Mavrovouni; en effet, le plan de contact est subvertical, marqué seulement par un léger renversement des roches éruptives par-dessus le

1. C'est au Tsouca Tsina que j'ai, pour la première fois, découvert la présence des roches microlithiques dans les «roches vertes» du Pinde. Ajoutée à la forme volcanique de la montagne, cette présence m'a entraîné dans une recherche aussi ardue que vaine en vue de la localisation d'un centre éruptif.

2. Notons au passage que le Flysch ionien contient ici, comme devant les écailles de Khrissovitsa (2ème partie, chapitre V), des galets provenant du Flysch du Pinde, les ophiolithes n'étant représentées que par des fragments de petite taille dans des grès grossiers: le déferlement du Flysch du Pinde et en général de la série du Pinde-Olonos a donc précédé l'arrivée des ophiolithes.

Flysch (fig. 69) et le tracé de la limite est par conséquent quasi-rectiligne, même à son croisement avec la profonde gorge de l'Aoos. Enfin, cette limite est jalonnée par de grands lambeaux de poussée calcaires qui témoignent qu'il s'agit bien du front originel des ophiolithes.

La cause de ce recul est donc tectonique. Elle est manifeste au seul examen de la carte, du moins si l'on admet l'existence d'une nappe ophiolithique : dans le secteur du Smolika, cette nappe a vu sa progression arrêtée par le gros bourrelet de Flysch redressé qui a été ici serré entre les ophiolithes et la grande faille de Gamila (fig. 69). Ce bourrelet de Flysch, aujourd'hui partiellement déblayé par l'érosion, a certainement atteint l'altitude des massifs ophiolithiques et calcaires qui l'enserrent, comme en témoignent les crêtes subsistantes (Klefthis, 1846 m), et le cours obséquent de l'Aoos.

Le corridor de Périvoli et les accidents qui le bordent sont donc la conséquence de l'arrêt prématuré d'un secteur de la nappe et du décrochement qui s'ensuivit, décrochement accompagné d'une cassure à bords vraisemblablement écartés, qui permit la montée du Flysch. Les deux côtés du corridor de Périvoli sont d'ailleurs dissemblables, celui qui correspond au secteur du Smolika montrant les traces des actions mécaniques les plus violentes. Le broyage et le laminage se manifestent avec une intensité extraordinaire aux environs du village de Périvoli. Tous les terrains que l'on rencontre dans la zone axiale du Pinde septentrional y sont enchevêtrés ou bien se succèdent en petites écailles qui n'ont que quelques dizaines de mètres, voire quelques mètres d'épaisseur.¹

Sur la rive droite de la rivière, en face du village, on peut observer des lames subverticales de calcaires crétacés qui semblent jaillir du tréfonds vers le SE et sont partiellement encastrées dans les serpentines : on a là une indication sur la manière dont surgissent les pitons isolés au sein des ophiolithes.

On rencontre également sur les bords du corridor de Périvoli des lames de schistes cristallins (signalés au chapitre I 2ème partie : rocher de Furka, au col au-dessus de Périvoli, lieudit Dova, au-dessus du couvent de Hagio Nicolaos). Ces pointements témoignent de la profondeur des bouleversements auxquels a donné lieu cet accident transversal.

Les roches sédimentaires qui affleurent dans le corridor de Périvoli ou sur son pourtour ont subi un broyage tel que leur aspect en est transformé. Cet écrasement mérite qu'on s'y arrête, car il est caractéristique de la plupart des enclaves sédimentaires que l'on rencontre au sein des ophiolithes.

La stratification régulière, propre au Flysch, a généralement disparu ; seuls sont demeurés intacts les bancs de grès puissants, d'ailleurs redressés à la verticale, que l'érosion a mis à jour au fond de la vallée de l'Aoos, près du village de Vovoussa. Ailleurs, les bancs de grès plus minces sont brisés et leurs débris sont emballés dans les marnes et souvent, aussi, ressoudés par des filonets de calcite. Dans cette masse devenue homogène, l'érosion a travaillé uniformément et a sculpté de grandes croupes grisâtres, parsemées de blocs cal-

1. La carte géologique n'indique, bien entendu, que quelques-uns, parmi les plus marquants, de ces accidents.

caires et parfois de lambeaux de serpentines; tout cela confère au paysage, lorsqu'il est déboisé, un aspect désolé qui est typique des régions où le Flysch est mylonitisé.

La remise en mouvement de la calcite, qui se manifeste par les innombrables filonnets qui sont injectés dans le Flysch écrasé, a déjà été évoquée au chapitre III, 2ème partie, à propos du métamorphisme provoqué par les ophiolithes; j'ai indiqué que cette remise en mouvement, qui se manifeste également par la recristallisation des calcaires, n'est nullement liée à l'état physique des roches éruptives, mais doit être attribuée tout simplement à l'enfouissement, sous l'énorme masse de celles-ci, de formations ayant toutes une forte teneur en carbonate de chaux. La différence entre les calcaires crétacés transgressifs sur les ophiolithes (collines de Krapa, etc.), parfaitement intacts, et les calcaires marmoréens, également crétacés (calcaires à Hippurites d'Orliakas, cf. chap. IV, 2ème partie), est si flagrante, que la recristallisation de ces derniers peut être considérée comme une confirmation de leur passage sous les ophiolithes.

Sur le bord SE du corridor de Périvoli, se dressent les gros massifs de roches basiques grenues du secteur central. En dehors d'une zone de dislocation située à l'E de l'Avgo (2.177 m), due à la rencontre d'accidents orthogonaux, ce côté est plus simple que le précédent. Sur plusieurs km, le long du ravin de l'Avomintsa, les péridotites du secteur central chevauchent le Flysch par l'intermédiaire de leur soubassement originel — schistes, jaspes et calcaires lités — plongeant vers le SE (chapitre III, 2ème partie, fig. 25).

Après la disparition du Flysch, l'accident transversal se poursuit vers le NE, marqué par des pointements calcaires et des contacts anormaux, jusqu'au massif d'Orliakas, en bordure du sillon méso-hellénique.

Le front SW des ophiolithes (fin).

Nous avons déjà noté les caractéristiques essentielles du front SW du secteur du Smolika: contact subvertical contre du Flysch redressé, présence d'importantes klippes calcaires.

Le lambeau calcaire de Pétra Kati, sur la rive droite de l'Aoos, entre les villages de Padès et Paléosséli, est le plus puissant de tous ceux que nous avons rencontrés jusqu'ici. Je n'y ai trouvé ni fossiles ni microfaune. La mylonitisation des serpentines au NE des calcaires est d'autant plus spectaculaire qu'elle a déterminé le creusement d'un profond ravin aux pentes croûlantes. Des traînées de serpentines apparaissent également à l'W des calcaires, entre ceux-ci et le Flysch.

On voit que tout contribue à montrer que l'on est bien ici en présence d'un front de nappes.

A l'extrémité NW du Smolika, les ophiolithes s'arrêtent brusquement; elles dominent le grand cirque de Kérassovo qui est creusé dans le Flysch, de même que la vallée du Sarandaporos et, sur le versant N de celle-ci, les pentes S du Grammos.

Le plan de contact des ophiolithes et du Flysch est, ici aussi, très re-

dressé, cette fois vers le NW. Des lambeaux calcaires le jalonnent: la limite des massifs ophiolithiques, au NW, est encore une limite tectonique et non point d'érosion; le grand affleurement du Sarandaporos et du Grammos, qui sépare les ophiolithes du Pinde septentrional de celles de l'Albanie méridionale ne résulte point du déblaiement d'une couverture ophiolithique. D'un rapide passage dans cette région, j'ai recueilli l'impression qu'il y avait là un changement temporaire de style tectonique et que des ophiolithes, en langues moins importantes et moins continues, avaient été imbriquées dans le plissement du Flysch, au lieu de surmonter celui-ci. Je rappelle que c'est seulement au droit de ce secteur, au seuil de Zuzeli, que l'Oligocène du sillon mésohellénique s'est déposé directement sur le Flysch plissé qui, dès cette époque, n'y était donc point recouvert par les roches éruptives.¹

Conclusions.

En suivant les méandres du front SW des massifs ophiolithiques, nous avons pu discerner les traits essentiels de leur disposition et de leurs structure, et nous avons pris connaissance des singularités de leur tectonique.

Les roches éruptives ont incontestablement progressé vers le SW par rapport à leur substratum; leur mouvement fut d'autant plus important que la voie était plus libre. Cependant, au lieu de glisser sur le Flysch, comme l'avait pu faire la série du Pinde-Olonos (lame charriée frontale, Tsoumerka), elles ont repoussé et comprimé une partie de celui-ci devant elles. Ce comportement est en rapport avec la masse énorme et le poids des roches basiques qui formaient une lame épaisse de plusieurs milliers de mètres (de l'ordre de 4.000 m, d'après la section du Vourinos) et relativement courte (15 à 30 km). La mylonitisation et le bouleversement du substratum témoignent aussi du poids de la masse qui l'a, en quelque sorte, labourée.

Bien que formant des masses relativement rigides en raison de leurs dimensions, les roches ultra-basiques font preuve, dans la tectonique de détail, d'une grande plasticité lorsqu'elles sont transformées en serpentines; nous avons relevé des indices montrant que cette transformation est elle-même favorisée par le laminage.

Nous verrons enfin, dans les sections suivantes, que la puissance de ces roches éruptives ne pouvait être uniforme.

* * *

L'étude précédente nous a montré que l'on pouvait distinguer, dans le domaine ophiolithique du Pinde septentrional, trois secteurs ayant des caractères structuraux différents: de part et d'autre d'un secteur central caractérisé par des massifs ophiolithiques particulièrement homogènes et puis-

1. Au seuil de Zuzeli, c'est en effet le Flysch qui a débordé vers le NE, par-dessus les ophiolithes, pour déferler vers la fosse nouvellement formée du sillon mésohellénique.

sants, deux secteurs latéraux, celui du haut-Pénée et celui du Smolika, qui comprennent, outre des massifs ophiolithiques, de grands affleurements de Flysch que nous avons nommés respectivement : fenêtre du haut-Pénée et demi-fenêtre de Samarina.

Nous allons étudier successivement ces trois secteurs, en commençant par le plus septentrional, celui du Smolika, où avait abouti l'itinéraire précédent.

Le secteur du Smolika

Le secteur du Smolika, qui est limité au SE par le couloir de Périvoli, comprend d'une part des massifs ophiolithiques que nous appellerons «groupe du Smolika», bien qu'ils soient, du point de vue orographique; séparés en trois par les gorges de l'Aoos et par l'affluent de droite de celui-ci, la Yotsa; d'autre part, la demi-fenêtre de Samarina qui est séparée du sillon méso-hellénique par une étroite bande ophiolithique accompagnée de pointements calcaires.

La demi-fenêtre de Samarina.

Cette étendue de Flysch, longue de plus de 20 km, large de 6 à 8 km, est strictement longitudinale puisqu'elle s'allonge parallèlement au sillon méso-hellénique (fig. 62).

Négligeant les détails d'une structure toujours complexe, nous allons chercher à vérifier que le Flysch, qui affleure aujourd'hui, a été primitivement recouvert par les ophiolithes, autrement dit qu'il s'agit bien d'une demi-fenêtre.

Le Flysch est généralement très mylonitisé; au fond de certaines vallées (vallée du Smixiotikos), il est cependant encore intact, mais vigoureusement plissé.

Vers le SW, le Flysch plonge, avec un angle très accentué, sous les péridotites et autres roches éruptives du groupe du Smolika. Au voisinage du plan de contact, ces dernières sont transformées sur plusieurs dizaines de mètres, voire davantage, en serpentines à texture schisteuse, emballant des blocs amygdaloïdes de la même roche ou de petits lambeaux de Flysch et de calcaire (S de Smixi). A l'endroit où la rivière Yotsa passe du Flysch dans les ophiolithes (SE de Samarina), la zone de contact comprend une brèche d'origine mécanique, devenue très dure, que la rivière franchit par un goulot étroit.

Notons que des klippes calcaires importants n'apparaissent qu'aux extrémités SE et NW de cette limite, ce qui permettrait d'opposer ce contact arrière au contact frontal que nous avons examiné précédemment. A son extrémité NW, (crête de Vouzion), une petite lame de schiste cristallin apparaît en contre-bas des ophiolithes, au voisinage d'un pointement calcaire.

L'extrémité SE de la demi-fenêtre, où celle-ci se termine en cul-de-sac, au-delà du village de Lavda, présente des accidents désordonnés qui rappel-

lent le corridor de Périvoli: nous sommes en effet ici dans le prolongement de celui-ci, sur le parcours de l'accident transversal qui aboutit à la surrection des calcaires crétacés d'Orliakas, en bordure du sillon méso-hellénique. Des calcaires et des radiolarites d'âges divers, appartenant à la série du Pinde-Olonos, sont entremêlés, le long de la crête de Kadila qui domine le Flysch, avec des serpentines, des gabbros et des dolérites. Certaines lames calcaires peuvent être suivies jusque dans le fond des vallées, ce qui témoigne de leur enracinement.

Le barre calcaire d'Orliakas sera étudié à part un peu plus loin.

La limite NE de la demi-fenêtre de Samarina est la plus intéressante.

Interrompue seulement par le pointement calcaire de Strivo, une bande ophiolithique assez étroite sépare ici constamment le Flysch des couches de base transgressives de l'Oligocène du sillon méso-hellénique. Celles-ci sont, sur leur bordure, fortement redressées et, bien qu'elles se soient déposées après le plissement du Pinde, leurs conglomérats ne contiennent, on s'en souvient (chapitre VI, 2ème partie), aucun galet du Flysch, en dépit de la proximité actuelle de celui-ci.

Ces relations géométriques et paléogéographiques ne peuvent s'expliquer que par l'hypothèse du recouvrement tectonique du Flysch par les ophiolithes.

Un début de chevauchement du Flysch par les ophiolithes s'observe d'ailleurs en certains endroits à la faveur de ravins transversaux, entre les villages de Doutsikon et Zuzeli.

La bande ophiolithique dont il est question représente donc la racine de la nappe ophiolithique; elle montre d'ailleurs le laminage et la schistosité verticale propres aux zones d'enracinement.

La région qui nous occupe correspond non seulement à l'origine de la nappe ophiolithique du Pinde, mais aussi à une limite structurale de premier ordre: elle sépare en effet la zone du Pinde, et plus généralement les zones externes, du sillon méso-hellénique dont, nous allons le voir, les caractéristiques structurales sont totalement différentes.

Du côté du Pinde, cette limite est marquée par de puissantes remontées des calcaires sous-jacents au Flysch; du côté du Sillon, elle coïncide avec le relèvement brusque des couches oligocènes qui, un tant soit peu vers l'intérieur du Sillon, ne montrent qu'un pendage régulier et modéré (fig. 69).¹

Le plus remarquable des pointements calcaires est celui de Strivo (anciennement Tsouriakas, 1.399 m., pl. V, fig. 5). Les calcaires crétacés, accompagnés de radiolarites (2ème partie, chapitre IV), y sont puissamment redressés vers le NE (fig. 70) et ont visiblement percé la couverture ophiolithique;²

1. Les fig. 68 à 71 sont groupées p. 255.

2. Ce jaillissement à travers les ophiolithes s'observe notamment à l'extrémité NE de la barre calcaire; au contraire, dans sa partie axiale, profondément entaillée par le ravin du Smixiotikos, on peut voir les calcaires sortir du Flysch.

les couches oligocènes particulièrement redressées (ce qui témoigne de la persistance des tendances surrectionnelles dans cette région au cours de phases tectoniques successives) s'appuient sur leur tranche au NE. Le piton principal est auréolé de tous côtés par une multitude de petits pointements satellites qui surgissent dans des conditions analogues et sont parfois encore implantés dans les serpentines.

D'autres pointements calcaires apparaissent au voisinage de la bande ophiolithique; le principal, celui de Skourtsa (1.800 m.), situé non loin de Dou-tsikon, surgit au sein du Flysch, un peu en retrait par rapport à la bande ophiolithique, mais ses caractéristiques structurales ne sont guère différentes de celle du Strivo; il est également entouré de satellites dont quelques-uns arrivent au contact des ophiolithes.

Ces surrections calcaires, encore en contact avec le Flysch, nous permettront de comprendre les autres apparitions de calcaires, situées dans une position analogue, vers la limite du Sillon, mais isolées au sein des ophiolithes, et, en tout premier lieu, celle d'Orliakas. Elles diffèrent des klippes sans racines qui étaient repoussées en avant de la nappe ophiolithique; elles pointent, d'un mouvement propre, vers le NE, et représentent des pans de la série sous-jacente au Flysch qui se sont, exceptionnellement, dirigés vers le haut, au voisinage de la racine de la nappe ophiolithique, tendant à crever celle-ci.

Du côté du Sillon, le relèvement vigoureux de la bordure — et de la bordure seulement — des couches oligocènes est également significatif.

a) La localisation stricte de ce redressement à la limite SW du sillon méso-hellénique révèle, comme nous aurons l'occasion de le souligner à nouveau, que cette limite correspond à un changement structural profond. Le Sillon s'est montré plus résistant vis-à-vis des poussées orogéniques que la zone du Pinde. Les structures de détail caractéristiques du Pinde, les klippes, les lames redressées, disparaissent dès la bordure du Sillon.

b) Ce relèvement des couches du Sillon vers le Pinde, puissant et régulier, met en lumière l'importance des mouvements de la phase pontienne (2ème partie chapitre VI) dans la tectonique du Pinde. Bien que la fosse orogène ait été fermée dès la fin de l'Éocène, la région qui lui correspondait au Pontien était encore susceptible de plissements de grande envergure; ceux-ci se sont traduits, dans le secteur qui nous occupe, par un très important bombement de la région adjacente au sillon méso-hellénique: c'est à ce bombement posthume que correspond la demi-fenêtre de Samarina (fig. 69).

La tectonique du domaine ophiolithique du Pinde devient, dès lors, beaucoup plus compréhensible; les déformations des ophiolithes, certains plongements trop accentués des plans de contact, qui pouvaient paraître difficilement compatibles avec la mécanique de charriage, s'expliquent aisément dès que l'on fait intervenir les plissements postérieurs à la mise en place de la nappe.

La demi-fenêtre de Samarina représente donc la trace de l'anticlinal provoqué par la compression pontienne. On peut remarquer tout de suite — et nous y reviendrons — que l'on peut établir un rapport entre ce bombement de la nappe dans le secteur du Smolika et l'obstacle, constitué par le bourrelet de

Flysch d'Elevtéron, qui s'opposait à toute progression nouvelle de la lame ophiolithique dans ce secteur.

Le groupe du Smolika.

Le groupe du Smolika comprend principalement des péridotites et des gabbros dont la puissance est considérable si l'on en juge par la profondeur des ravins qui les entaillent. Ces roches sont saines au coeur des gros massifs, dans les ravins de l'Aoos ou de la Yotsa; par contre, elles sont totalement mylonitisées, sur des épaisseurs atteignant ou dépassant 200 m, le long d'un accident approximativement longitudinal qui se manifeste principalement par l'apparition de la lame de Flysch d'Armata-Distraton (du nom des deux villages dont l'établissement fut rendu possible par l'affleurement du Flysch fertile au coeur des massifs inhospitaliers de roches ultra-basiques). Cet accident se prolonge certainement en direction des écailles de Périvoli, mais je n'ai point eu jusqu'à présent le loisir de le suivre à travers ces régions escarpées et boisées.

Outre les gabbros et les péridotites, le groupe du Smolika comprend un très grand affleurement de roches doléritiques et microlithiques entremêlées de radiolarites, au centre duquel s'est établi le village d'Avdéla, le seul village du Pinde qui ne se soit pas installé sur le Flysch. L'apparition de ces roches est d'origine tectonique et est également en rapport avec l'accident mentionné plus haut.

1) La bande de Flysch d'Armata-Distraton, longue de 8 km environ, n'affleure point au fond des gorges de l'Aoos, ce qui lui donnerait le caractère d'une simple fenêtre d'érosion, mais tantôt sur leur versant droit (environs d'Armata), tantôt dans un vallon parallèle (environs de Distraton); elle traverse la vallée de la Yotsa et n'y subit qu'une déviation modérée: la lame de Flysch plonge assez fortement vers le NE, sous les ophiolithes du Smolika et du Gomara. Il s'agit donc d'une cassure de la nappe dans laquelle le Flysch du substratum a été entraîné; des blocs de calcaires s'y rencontrent sporadiquement, ce qui suffirait à exclure, s'il en était encore besoin, l'hypothèse d'un synclinal pincé où du Flysch de couverture se serait trouvé emprisonné.

On ne peut déterminer quelle est la part de la compression pontienne dans cet accident; étant donné qu'il est en relation avec les accidents et le décrochement de Périvoli, on doit penser que la cassure date de la mise en place de la nappe, et qu'elle a joué par la suite.

2) Les roches qui entourent le village d'Avdéla sont très variées. On y rencontre des gabbros doléritiques, des dolérites, des roches microlithiques, de grosses accumulations de pillow-lavas (Pl. XVII, fig. 4), des tufs et des radiolarites, enfin des lambeaux calcaires dont certains sont nettement interstratifiés avec ces dernières (ils n'ont montré, en lames minces, que des radiolaires). La représentation que j'ai donnée de cette région sur la carte géologique est encore très rudimentaire, d'autant plus que les levers y sont contrecarrés par l'altération superficielle ferrugineuse, les pâturages et les forêts de hêtres qui sont



Fig. 68. Coupe du secteur central passant au NW de la vallée du Miléotikos.
f : Flysch du Pinde; π : Péridotites; τ : Troctolites; γ : Gabbros; δ : Dolérites;
β : roches microlithiques; Sch : Schistes accompagnant la base des ophiolites;
O : Oligocène (Eocène sup.) transgressif; Gl : Glaciaire.

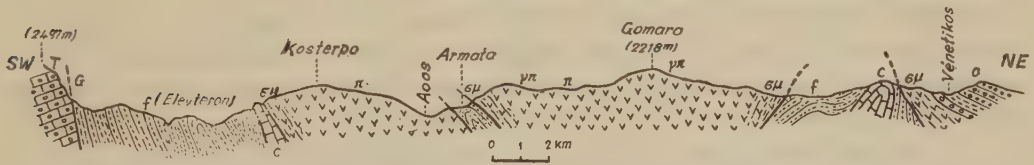


Fig. 69. Coupe du secteur du Smolika, depuis le massif de Tymphé,
au SW, jusqu'au sillon méso-hellénique, au NE.

T : calcaires de la série de Tymphé; G : faille de Gamila; f : Flysch du Pinde;
c : calcaires du Pinde-Olonos; σμ : serpentes mylonitisées; γπ : Gabbros, péridotites; o : Oligocène.

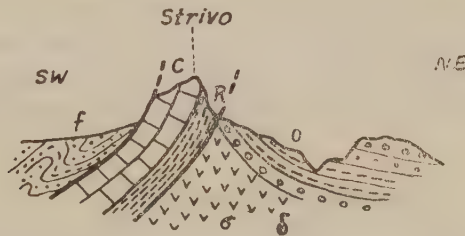


Fig. 70. Coupe schématique du pointement calcaire de Strivo,
en bordure du sillon méso-hellénique.

f, σ, δ, o : voir figures précédentes; c : calcaires crétacés; R : radiolarites.

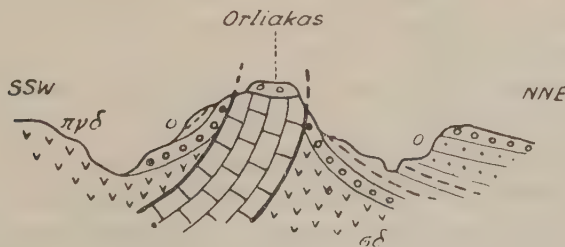


Fig. 71. Coupe transversale du SE de la barre d'Orliakas.

Mêmes lettres et figuré qu'aux figures précédentes.

caractéristiques de ces terrains (par opposition aux buis et aux pins qui distinguent les péridotites).

Cet ensemble de terrains a été conservé dans un synclinal complexe, chevauchant vers le SW.

En effet, au S du sommet du Vassilitsa (2.248 m), les péridotites et les gabbros à olivine plongent vers le S, sous les dolérites (Pl. XI, fig. 5). Quelques gabbros doléritiques apparaissent dans la région de passage, mais la transition, qui m'a parue normale, est extrêmement rapide.

Les dolérites sont suivies par des roches microlithiques, puis par des pillow-lavas dont le ravin qui descend vers Avdéla donne une excellente coupe; cette accumulation de boules de roches microlithiques, emballées dans un ciment de même nature, a quelque 300 m d'épaisseur.

Sur la crête, dans la région axiale et jusqu'au col qui précède le Koléo (sommet au SW d'Avdéla, 1869 m), apparaissent des radiolarites, des tufs et quelques lits calcaires, plongeant généralement vers le N et semblant se répéter en plis isoclinaux.

Les péridotites et les gabbros à olivine reparaissent au Koléo, coupés à l'W par un autre accident. Le ravin d'Avdéla, au S du village, permet d'observer un passage graduel, avec alternances répétées, entre les gabbros et les dolérites.

A l'E du Vassilitsa, le cortège microlithique arrive au contact du Flysch de la demi-fenêtre de Samarina; il y est entremêlé de serpentines et de pointements calcaires. On atteint ainsi la crête transversale de Kadila, déjà mentionnée. J'ai indiqué que cette extrémité de la demi-fenêtre de Samarina est d'une grande complexité, en rapport sans doute avec le croisement de diverses directions structurales (fond de la demi-fenêtre de Samarina, accident transversal de Périvoli, passage à la tectonique différente du secteur central).

Le secteur central.

Le secteur central est séparé du secteur du Smolika par la suite d'accidents transversaux que jalonnent le corridor de Périvoli, la crête de Kadila, la barre calcaire d'Orliakas.

Les massifs homogènes du secteur central, où dominent les péridotites et les gabbros, ne sont interrompus que par des fractures alignées, où surgit le Flysch mêlé à des blocs calcaires, et qui sont tout à fait identiques à celle d'Armata-Distraton.

Ces fractures délimitent des compartiments qui peuvent être assimilés à de grosses écailles.

Le plus occidental de ces compartiments est celui du TsoukarrOSSA, déjà signalé. Au NE de celui-ci, se trouve celui du Mavrovouni limité lui-même au NE par l'accident qui, de Miléa au corridor de Périvoli, se manifeste par un chapelet de petits affleurements de Flysch (fig. 68).

Le dernier compartiment, que l'on peut appeler écaille du Salatoura (sommet de 2.160 m, fig. 68) se poursuit vers le NE jusqu'à la limite des cou-

ches tertiaires du Sillon. La profonde tranchée de la vallée du Miléotikos donne de cette écaïlle une coupe intéressante, dont nous nous servirons pour l'étude pétrographique du cortège ophiolithique : on peut y observer la série stratifiée des roches ultra-basiques, soit, de bas en haut et d'W en E, péridotites, troctolithes, gabbros divers, dolérites et roches microlithiques. Les strates visibles de ces roches plongent vers le NE, comme les couches de base de la série transgressive tertiaire qui les surmontent : on peut en conclure que la tectonique interne des massifs ophiolithiques du secteur central est, dans une large mesure, due aux mouvements pontiens.

A l'arrière du secteur central, les couches tertiaires du Sillon s'avancent vers le SW pour former ce que nous avons appelé «le golfe de Krania» (fig. 45). Cette avancée des couches tertiaires indique, nous l'avons souligné, un affaissement de leur substratum.¹ Le «golfe de Krania» correspond à un synclinal dissymétrique, d'axe NW-SE, car on peut observer une remontée anticlinale des couches tertiaires au SW de Kipurio, approximativement dans le prolongement de la limite générale du Sillon (fig. 46).

On remarque immédiatement que le «golfe de Krania» se trouve dans le prolongement de la demi-fenêtre anticlinale de Samarina. Le secteur central a, par conséquent, joué ici en sens inverse du secteur de Smolika. Il n'est donc point surprenant que l'extrémité NW du golfe de Krania et toute la région située entre celui-ci et la demi-fenêtre de Samarina soit caractérisée par des accidents transversaux et désordonnés. Les couches tertiaires, redressées vers le NW, y sont légèrement chevauchées vers le SE par les ophiolithes ou les calcaires (N des villages de Microlivado et Monahiti); ceux-ci surgissent en lames subverticales, croisent les ravins les plus profonds et sont accompagnés de schistes mylonitisés. Cet assemblage chaotique aboutit à la crête escarpée d'Orliakas, formée par les calcaires crétacés à Hippurites (2ème partie, chap. IV, Pl. V, fig. 3 et 4).

La barre d'Orliakas, qui a 6 km de long, 2 km de large et 1.435 m d'altitude, domine, par un escarpement à peu près vertical, le bas pays du sillon méso-hellénique. Sa position est semblable à celle du Strivo et, comme celui-ci, elle représente une sortie du soubassement de la nappe ophiolithique, près de la racine de celle-ci, à la limite structurale du sillon méso-hellénique. La surrection des calcaires d'Orliakas n'est pas si évidente que celle des calcaires du Strivo du fait que les premiers sont séparés de leur couverture de Flysch.

Les calcaires d'Orliakas sont, comme ceux du Strivo, redressés vers le NE (fig. 71). Partout où leur contact avec les ophiolithes n'est pas caché par les formations transgressives oligocènes, on peut observer des plans de faille, accompagnés de brèches et de mylonitisations. Comme au Strivo, des pitons satellites entourent la lame principale; ils sont visiblement enracinés dans les

1. Nous verrons, au prochain chapitre, que certains indices montrent que le «golfe de Krania» se trouve sur la nappe ophiolithique, fait donc encore partie du Pinde, et non du Sillon, celui-ci étant défini par ses caractères tectoniques et non par l'extension de la transgression tertiaire.

ophiolithes et apparaissent aussi bien dans le fond des ravins que sur les crêtes. Tous ces calcaires sont marmorisés.

Surgissant hors des ophiolithes, les calcaires d'Orliakas ont été légèrement repoussés par-dessus celles-ci vers le NE, comme on peut l'observer à la sortie de la gorge transversale (Pl. V, fig. 3). Ce charriage en retour vers le Sillon n'est pas surprenant, puisque celui-ci constituait, à l'époque du plissement, une région déprimée. Il en existe d'autres exemples, moins nets, notamment aux abords du Strivo. J. BOURCART (1922, 1925) avait déjà signalé un phénomène semblable à Gjonomath, non loin de Koritsa, en Albanie.

L'histoire de la surrection d'Orliakas a été enregistrée par les formations transgressives du Sillon. Nous avons vu (2ème partie, chap. VI) que les conglomérats de base oligocènes comprennent, aux abords d'Orliakas, une majorité de galets calcaires et parfois de gros blocs anguleux (Pl. VIII, fig. 1). Les calcaires étaient donc déjà en place à la suite de la phase tectonique anté-stampienne; ils émergeaient en partie, mais en partie seulement: en effet, leur extrémité SE, qui est aujourd'hui encore la moins exhaussée et qui est coupée par une gorge étroite, a été recouverte par les conglomérats, qui sont conservés sur la crête, sur la tranche des calcaires. Fait plus remarquable, on retrouve les conglomérats sur le versant SW de ceux-ci, jusqu'au fond de la large vallée qui se trouve en amont des gorges (Pl. V, fig. 4).

On voit donc que les calcaires d'Orliakas ont été animés, après le dépôt des formations du Sillon — c'est-à-dire, sans nul doute, lors de la phase pontienne — par un mouvement de surrection qui leur était propre et qui fut nettement plus intense que celui qui souleva l'ensemble de la région. Cette tendance permanente à la surrection, déjà notée à propos du Strivo, mais bien plus sensible encore ici, confirme d'une manière éclatante que ces calcaires représentent effectivement une sortie du substratum, une percée de la nappe ophiolithique, au voisinage de sa racine.

Le secteur du haut - Pénée.

Il n'existe pas, entre le secteur central et le secteur du haut-Pénée une limite aussi continue que le corridor de Périvoli, qui séparait le premier du secteur du Smolika. De part et d'autre de la vallée de Miléa, en amont du village, le changement de style structural est très net. Plus près du Sillon, la limite s'efface ou bien se trouve déportée vers le SE, au-delà de la pointe la plus avancée des couches tertiaires, celle de Paléa Koutsoufliani.

Sur le bord SE de cette pointe extrême du golfe de Krania, les couches tertiaires sont redressées presque à la verticale, vers le SE; ce mouvement est accompagné de failles et d'un léger chevauchement en retour; il est symétrique de celui que l'on peut observer sur le bord opposé du golfe, au NW de Microlivado et de Monahiti.

On retrouve donc ici, comme à l'extrémité du golfe, la trace d'accidents transversaux. A ces accidents correspond de nouveau une région de désordre tectonique. En outre, la remontée vers le SE du substratum des couches

tertiaires, donc de la nappe ophiolithique,¹ est suivie, à peu de distance, par l'apparition du Flysch de la grande fenêtre du haut-Pénée.

Cette coïncidence entre la remontée des ophiolithes (rendue visible par le pendage des couches tertiaires) et l'apparition du Flysch vérifie une nouvelle fois la réalité de la nappe ophiolithique, confirme que l'affleurement du haut-Pénée correspond à une fenêtre.

Un examen détaillé des diverses régions du secteur du haut-Pénée ne nous apporterait guère de nouveaux renseignements. On y distingue, autour de la fenêtre du haut-Pénée, qui a 20 km de long et est approximativement longitudinale².

a) au NW, la région de Katara, caractérisée par la présence de nombreux pointements calcaires au sein des ophiolithes;

b) au SSW, la bande ophiolithique assez étroite que nous avons suivie en étudiant la terminaison du Pinde méridional;

c) au NNE, les ophiolithes plus massives du mont Kratsovon.

Nous avons déjà eu un aperçu de la région de Katara, qui rejoint celle de Miléa, au début de notre étude du front occidental des ophiolithes. D'autre part les pointements crétacés de Trago Pétra, Mégali Pétra, etc. ont déjà fait l'objet d'une discussion tectonique dans la partie stratigraphique aux fins de situer les deux interprétations possibles: restes de la couverture des ophiolithes ou apparition du substratum (2ème partie, chapitre IV). On se souvient que, tout en soulignant combien il était difficile d'élucider le cas de chaque piton pris isolément, la disposition générale de ces lambeaux de terrains sédimentaires semblait témoigner en faveur de la seconde interprétation. Cette conclusion nous apparaîtra maintenant d'autant plus justifiée que nous avons vu maints exemples probants de ces interpénétrations tectoniques des ophiolithes et de leur substratum.

Autant que les environs d'Orliakas et de la crête de Kadila, toute cette région montre les traces des bouleversements profonds qui ont affecté le soulèvement de la nappe ophiolithique et la nappe elle-même. Comme dans le cas précédent, ces accidents sont localisés au voisinage d'une flexure transversale de premier ordre; ils doivent être mis en rapport avec le plongement de l'extrémité septentrionale des monts Lakmon (Péristéri), avec la dénivellation qui, nous l'avons vu, est antérieure à la progression des nappes. Il n'est pas surprenant que ces accidents soient plus diffus dans la nappe supérieure ophiolithique que dans la nappe inférieure du Pinde-Olonos et qu'ils prennent la forme, ici comme au NW du secteur central, d'une large région de désordre tectonique. C'est la même flexure qui a rejoué, toujours dans le même sens, au bord SE du «golfe de Krania», et nous la retrouverons, de plus en plus nette, sur le massif pélagonien, séparant le détroit de Kozani du massif ancien de Thessalie (Kamvounia - Olympe). L'escarpement qu'elle provoque y domine la ville de Servia et nous la désignerons, dans toute sa longueur, comme la «faille-flexure de Servia-Péristéri».

1. Voir note infra - paginale p. 257.

2. Bien qu'elle donne l'impression d'être transversale parce qu'elle croise les faisceaux montagneux du Pinde méridional.

La fenêtre du haut-Pénée n'est séparée, au S du Pinde méridional, que par une bande généralement étroite d'ophiolithes. Nous avons vu que le contact entre celles-ci et le Flysch était souvent subvertical et qu'il semblait que la nappe ophiolithique ait été bloquée par la flexure du Kastaniotikos. Cette structure, de même que la formation de la fenêtre du haut-Pénée, s'éclaire si l'on fait intervenir, comme pour la demi-fenêtre de Samarina, le plissement dû à la compression pontienne. Effectivement, en bordure du Sillon, à l'extrémité effilée du mont Kratsovon, où le Flysch est le plus près de l'Oligocène du Sillon, les couches de base de celui-ci sont vigoureusement redressées et révèlent ainsi l'existence (fig. 49) d'un grand anticlinal formé à l'époque pontienne. Les conditions sont donc ici analogues à celles du secteur du Smolika: la compression pontienne s'est traduite par un puissant bombement de la nappe ophiolithique dont la progression avait été bloquée dès les charriages de la fin de l'Eocène.

Vers le SE, les ophiolithes se terminent en une pointe effilée qui atteint l'extrémité N du Kotsiakas. Cette terminaison doit correspondre — nous y reviendrons dans les conclusions de ce chapitre — à une diminution du volume originel de l'épanchement ophiolithique.

Le mont Kratsovon est constitué par des ophiolithes grenues, massives; il représente la continuation de l'écaille du Salatoura du secteur central. Nous verrons que son extrémité NE, qui s'avance à l'intérieur du Sillon, doit correspondre au soubassement de celui-ci et non plus à la nappe ophiolithique.

Conclusions.

L'existence effective d'une nappe ophiolithique dans le Pinde septentrional paraît donc assurée. Cette nappe comprend, outre la masse des roches éruptives; des portions du soubassement initial de l'épanchement ophiolithique et des restes de sa couverture. Sous cette nappe, se trouvent les sédiments de la série du Pinde-Olonos et leur épais manteau de Flysch, profondément plissés lors de l'écrasement de la fosse orogène où ils s'étaient déposés, en partie chassés hors de celle-ci par-dessus le compartiment effondré de la zone de Tymphé et broyés à nouveau par le passage de l'énorme masse de la nappe ophiolithique (fig. 72). L'expression de «tectonique intercutanée», forgée par P. FALLLOT, exprime assez bien l'état des formations sous-jacentes aux ophiolithes.

Ce broyage a atteint son maximum le long de deux accidents transversaux et il s'y exprime par un désordre tectonique diffus dans la nappe ophiolithique elle-même. Ces deux accidents prolongent vers le NE ceux qui se manifestaient, sur le versant SW du Pinde septentrional, aux deux extrémités de Zagoria, d'un côté, par la terminaison des monts Lakmon, de l'autre, par la surrection du massif de Tymphé. Dans le même alignement, on trouve, au NE du sillon méso-hellénique, les deux rives du détroit de Kozani caractérisées, dans la tectonique actuelle, par des fractures de première grandeur limitant un affaissement médian. Ces accidents transversaux sont anciens et ils ont affecté l'ensemble de la chaîne.

Le secteur central ophiolithique est aujourd'hui le plus affaissé, comme en témoigne la présence des couches tertiaires du Sillon dans le golfe de Kranía d'une part, et d'autre part l'absence de grandes fenêtres de Flysch; nous savons que cet affaissement relatif est ancien. En outre, la tectonique du secteur central est d'un style plus rigide que celle des secteurs latéraux: la nappe n'y a pas été plissée, mais seulement brisée en trois écailles massives relevées sur leurs bords (rappelons à ce propos le plongement vers le SE du soubassement originel des ophiolithes qui apparaît dans le ravin de l'Avomintsa, au bord du couloir de Périvoli, à la base de l'écaille de Salatoura: ce plongement est encore un indice de l'affaissement relatif du secteur central).

La tectonique rigide du secteur central est en relation avec la puissance particulière des roches éruptives dans ce secteur, déjà évoquée au chapitre III (2ème partie), où nous avons remarqué que le secteur central se trouve au droit du puissant épanchement du Vourinos, au NE du sillon méso-hellénique.

Tout le compartiment tectonique de la nappe ophiolithique suggère que l'épanchement primitif avait une épaisseur variable selon les endroits. Ces variations devaient être liées à la topographie pré-orogénique de la chaîne à l'époque jurassique (fig. 30, p. 105).

Si l'on considère le secteur du Smolika, on ne peut que remarquer que la bande ophiolithique que nous avons assimilée à la racine de la nappe n'a guère plus d'un km de large. Même en tenant compte du laminage évident, de l'érosion oligocène dont l'importance est soulignée par la grande quantité de conglomérats ophiolithiques qui tapissent le Sillon, cette largeur ne paraît guère en rapport avec l'épaisseur que l'on peut attribuer aux ophiolithes, ni avec la puissance de ces roches dans le groupe du Smolika. On peut penser que le magma ophiolithique s'est accumulé ici vers la partie la plus déprimée de la fosse orogène en gonflant sa couverture doléritique, selon un processus qui a été évoqué par L. DUBERTRET (1953) à propos des ophiolithes de la Syrie; sur les pentes de la fosse, l'épaisseur des ophiolithes se trouvait ainsi réduite, tandis que, par la même occasion, s'élevait la proportion des dolérites et roches microlithiques par rapport aux roches grenues. Ceci correspond assez bien à ce que l'on observe vers le fond de la demi-fenêtre de Samarina, entre celle-ci et le secteur central. L'épaisseur moindre de la nappe ophiolithique eût également facilité la formation de l'anticlinal de la demi-fenêtre de Samarina.

Le secteur du haut Pénée représente lui aussi un terme de passage entre le secteur central correspondant à un sillon transversal où l'épanchement ophiolithique a atteint son maximum de puissance et le Pinde méridional où il paraît avoir été très réduit. La terminaison effilée des ophiolithes du Pinde septentrional est donc la conséquence de la disposition primitive de l'épanchement ophiolithique.

Rappelons enfin une dernière conclusion importante de notre étude du Pinde septentrional: le contact entre celui-ci et le Sillon correspond à une limite tectonique de premier ordre qui est marquée, du côté du Pinde, par des surrections sporadiques du substratum, du côté du Sillon, par le relèvement soudain des couches tertiaires. Nous verrons au chapitre suivant que cette limite coïncide avec un changement total de style structural.

CHAPITRE IV

LE SILLON MESO - HELLENIQUE.

Généralités.

La tectonique tranquille que nous allons trouver dans le sillon méso-hellénique offre un contraste étonnant avec l'écheveau compliqué que nous avons cherché à démêler dans les pages précédentes.

L'individualité et l'importance de l'unité structurale que représente le sillon méso-hellénique n'ont pas été soulignées dans les synthèses des Dinarides méridionales qui ont été proposées jusqu'à présent. Dans sa coupe générale du centre de la péninsule balkanique, KOSSMAT (1924, p. 171) assimile le Sillon à un simple effondrement («Skumbi Graben») de la nappe ophiolithique; sous celle-ci, les formations sédimentaires plissées des zones externes ont été représentées, hypothétiquement puisqu'elles n'affleurent nulle part. Enracinant les ophiolithes sous le massif pélagonien, J. BOURCART (1925) donnait du Sillon lui-même une représentation analogue à celle de KOSSMAT, mais soulignait qu'en tant que zone subsidente, il ne se confond pas avec les limites du remplissage oligocène et qu'il se continue vers le NW, par la vallée du Mati, en direction du lac Scutari. Quant à RENZ, s'il consacra dans sa «Tectonique des montagnes de Grèce» (1940) quelques lignes aux formations tertiaires du Sillon, il ignore totalement celui-ci dans sa synthèse tectonique.

Pourtant, la seule configuration du Sillon, qui se poursuit, sensiblement rectiligne, sur plus de 300 km, et montre constamment le même type de structure, en dépit des variations considérables que l'on relève dans la constitution des montagnes qui l'encadrent, suffit à suggérer qu'il y a là plus qu'un accident fortuit ou superficiel et que l'existence du Sillon exprime, par rapport aux régions voisines, un changement profond du comportement mécanique de la lithosphère.

Le rôle singulier du Sillon dans l'orogénèse a déjà été évoqué dans l'étude stratigraphique. On se souvient que les mouvements antérieurs à la transgression cénomaniennne, qui avaient affecté le massif pélagonien, ont épargné les zones externes et que tout se passe comme si le substratum du Sillon avait été à même d'arrêter la propagation des déformations vers l'extérieur. Comme nous avons été conduits à situer les montées ophiolithiques sur l'emplacement actuel du sillon oligo-miocène, il était permis de supposer que la fissure d'ascension remplie de roches ultra-basiques avait constitué un obstacle susceptible de bloquer les poussées orogéniques.

Nous allons chercher, dans ce chapitre, à mettre en lumière les propriétés structurales du Sillon et à définir celui-ci du point de vue tectonique, indépendamment de son remplissage sédimentaire. Nous serons obligés de nous fon-

der en grande partie sur la structure des couches oligocènes et miocènes, due aux mouvements pontiens, mais nous rassemblerons également des indices révélant le comportement du Sillon au cours des phases orogéniques antérieures.

En s'en tenant aux formations tertiaires, on peut distinguer, dans la largeur du Sillon, trois zones structurales distinctes :

a) le long de sa bordure SW, une zone très étroite où nous avons déjà vu que les couches sont très fortement et soudainement redressées;

b) une zone moyenne à pendage régulier;

c) les marges nord-orientales du Sillon, où des pendages variés résultent en grande partie du jeu de compartiments faillés.

La bordure SW du Sillon.

Le relèvement des couches de base oligocènes le long du contact avec le système pindique a été suffisamment souligné au chapitre précédent pour qu'il ne soit pas nécessaire d'y revenir longuement. On peut seulement insister à nouveau sur la soudaineté de ce relèvement, qui ne s'observe que sur une bande large de quelques centaines de mètres tout au plus et sur la constance de cette structure dans le sens longitudinal, puisqu'on peut la suivre, presque sans interruption sur une centaine de km, depuis la vallée du Pénée jusqu'au Grammos. Quelques aspects de cette bordure méritent cependant d'être décrits ou discutés.

Il faut, en premier lieu, exclure l'hypothèse selon laquelle le brutal redressement des couches oligocènes serait dû au voisinage d'un plan de faille, au seul jeu de mouvements verticaux. En effet, on peut observer en plusieurs endroits de la bordure (près du village de Trikomou, SE d'Orliakas, comme aussi au NW de la vallée du Potamouli) des renversements et des débuts de chevauchements vers le NE qui témoignent de l'intervention de poussées tangentielles. Ailleurs, (près du village de Mésolouri, au NW du Strivo) on peut embrasser d'un seul coup d'oeil la courbe régulière des couches oligocènes qui, sur quelques 300 m, amène celles-ci à se dresser vers le ciel; c'est bien là l'amorce du grand anticlinal qui a bombé la région adjacente du système pindique, aujourd'hui la demi-fenêtre de Samarina.

Quelle que fut la nature exacte de ce mouvement, il n'en demeure pas moins que la limite actuelle des couches tertiaires correspond ici à la limite tectonique du Sillon. Cette conclusion n'est pas en contradiction avec celle à laquelle nous avait conduit l'étude des couches de base le long de la bordure SW du Sillon, à savoir que la limite actuelle de ces couches représente à peu de chose près la limite primitive de la transgression oligocène. En effet, les mêmes causes profondes qui ont joué par la suite avaient, dès les mouvements de la fin de l'Eocène, déterminé la surrection de la ride pindique d'une part, et d'autre part l'affaissement du Sillon et son envahissement par la mer. Il est évident toutefois que la limite exacte de la transgression était fonction des altitudes locales et ne pouvait correspondre avec précision aux points d'inflexion de ces mouvements opposés.

En certains endroits, la divergence entre la limite tectonique du Sillon

et celle des couches transgressives est particulièrement sensible : c'est le cas notamment du golfe de Krania.

En effet, le golfe de Krania ne montre pas une structure aussi régulière que le reste du Sillon et nous avons déjà noté l'existence d'un relèvement anticlinal localisé à l'W du village de Kipurio (fig. 46, chapitre V). Cette structure n'a pu être suivie jusqu'à présent en raison de la forêt de chênes qui couvre cette région. Cependant, cet anticlinal se trouve sur le parcours de la limite générale du Sillon telle qu'on pourrait la tracer en négligeant le golfe de Krania et il est probable qu'il en représente la limite tectonique, qui se manifeste ici par un rebroussement des couches. En outre, dans la moitié SE du golfe de Krania, des pointements calcaires sont isolés au milieu des terrains oligocènes, indiquant qu'en dépit de la couverture tertiaire, on se trouve encore sur la nappe ophiolithique.

A l'extrémité SE du golfe, le promontoire du mont Kratsovon qui s'avance vers le NE et pénètre à l'intérieur du Sillon représente un phénomène inverse du précédent : la limite des couches tertiaires est en retrait par rapport à la limite tectonique du Sillon. Cette localité mérite une description spéciale.

A la racine de ce promontoire constitué de péridotites, près du village de Kakoplèvre, on observe une puissante barre calcaire dite Pétra tou Pistani (fig. 62) qui est redressée vers l'E et encastrée dans les ophiolithes à la manière des surrections d'Orliakas et de Strivo.

Le contact mécanique entre les calcaires et les roches éruptives est très bien dégagé à la sortie d'un ravin qui, se dirigeant vers l'E, traverse les premiers en des gorges totalement impraticables, coupées de hautes cascades aux parois parfaitement lisses; les péridotites sont transformées, au contact, en serpentines mylonitisées qui pénètrent dans toutes les fissures des calcaires, parfois sur plusieurs mètres; c'est là un excellent exemple de la plasticité de ces roches. En outre, au NW de ce pointement, un semis de pitons satellites, accompagnés de radiolarites, complète la ressemblance avec ceux d'Orliakas et du Strivo. On doit donc se trouver ici sur la limite tectonique du Sillon.

Cependant, les ophiolithes se poursuivent à l'E de la barre calcaire de Pétra tou Pistani, qui diffère en cela des pointements précédents dont la face orientale s'ennoyait sous les formations oligocènes. Le ravin qui traverse les calcaires se poursuit en gorges dans les ophiolithes avant de déboucher à nouveau dans les marnes stampiennes à *Barbatia albanica*.

Ce ravin permet de constater que les péridotites dans lesquelles il est creusé se distinguent de celles que l'on observe d'ordinaire dans le Pinde septentrional.

A l'aval de la barre calcaire, les serpentines mylonitisées se poursuivent un certain temps; après quelques centaines de mètres, le ravin oblique vers la gauche, ses parois deviennent subverticales et sont constituées par des péridotites soit parfaitement saines, soit peu serpentinisées; en outre, ces péridotites montrent une stratification régulière (Pl. XVII, fig. 5) qui résulte, ainsi que nous le verrons au cours de l'étude pétrographique, des processus de ségrégation qui ont présidé à la formation de ces roches. Ces strates, qui se re-

trouvent dans le Vourinos où elles sont parallèles à la base de la masse éruptive, étaient primitivement horizontales; or elles sont ici régulièrement inclinées vers le NE, pendage qui se retrouve dans les marnes stampiennes sus-jacentes, au débouché du ravin.

Les péridotites n'avaient donc pas subi, lors de la transgression stampienne, les déformations consécutives à la mise en place des nappes, déformations qui s'observent toujours d'une manière ou d'une autre — et parfois seulement à l'examen microscopique — dans les roches ultra-basiques du Pinde septentrional; par contre, elles ont été affectées, comme la zone moyenne du Sillon, d'un relèvement régulier vers le SW lors de la compression pontienne. On peut en conclure qu'elles ne font pas partie de la nappe mais du substratum du Sillon, localement exhaussé — exhaussement parfaitement normal, puisque l'on se trouve ici sur le compartiment surélevé (SE) du grand accident transversal qui joint le bord SE du détroit de Kozani à l'extrémité septentrionale des monts Lakmon (flexure de Servia — Péristéri).

Nous obtenons ainsi un premier aperçu sur le comportement du Sillon lors de la phase tectonique majeure post-éocène, anté-stampienne. Si le Sillon a transmis les poussées qui ont provoqué la fermeture de la fosse orogène du Pinde et le déferlement des nappes, il est demeuré lui-même exempt de bouleversements importants, ce qui doit être mis en rapport avec la faible résistance mécanique de la zone orogène qu'il poussait devant lui. Cette résistance était devenue considérable lors des mouvements pontiens, et le Sillon ne sortit pas indemne de cette nouvelle crise orogénique.

La zone moyenne du Sillon.

La coupe d'ensemble des monts Voïon (fig. 50) qui accompagne le chapitre consacré à l'étude stratigraphique des formations du Sillon (2ème partie, chapitre VI) résume les caractères tectoniques de la zone moyenne de celui-ci: pendages réguliers vers le NE. Il suffira de noter, en partant de cette coupe, les quelques variations structurales qui se font jour dans les différents secteurs du Sillon.

Au NW de la crête miocène des Kastanokhoria (Odria), on note l'apparition de failles, observables notamment dans la vallée du haut Haliakmon, vers le bourg de Nestorion. Ces failles annoncent sans doute l'approche de la grande faille transversale de Koritsa qui se trouve au-delà de la frontière albanaise et, plus précisément, doivent résulter du gauchissement provoqué par le passage des pendages NE aux pendages SE qui dominent dans la Morova (J. BOURCART, 1922). Certains de ces accidents sont anté-burdigaliens (antérieurs aux calcaires à Lithothamnées d'Odria); d'autres sont d'âge pontien.

Au SE des monts Voïon, les pendages ont tendance à s'accentuer dans la partie SW de la zone moyenne, ils peuvent atteindre localement 40° à l'E d'Orliakas, conséquence évidente de la puissante surrection de la bordure à ce niveau.

Dans les parties centrales du Sillon, au NW de Grévéna, on observe quelques ondulations à grand rayon de courbure. La crête des Khassia, qui sépare le bassin de l'Haliakmon de celui du Pénée et la Macédoine de la Thessalie, correspond à une surrection transversale qui fait affleurer, en dépit de l'altitude, les couches inférieures de la série tertiaire sur toute la largeur du Sillon, depuis le mont Kratsovon, au SW, jusqu'aux Kamvounia, au NE. C'est là une nouvelle conséquence du jeu de la faille - flexure de Servia-Péristéri.

En outre, le substratum du Sillon apparaît au beau milieu de celui-ci, près du village de Vurlokhon, sous la forme de serpentines et des calcaires crétacés à Hippurites constituant la couverture normale de celles-ci. Les calcaires montrent un léger pendage vers le SE: on chercherait en vain une structure aussi tranquille dans le Pinde septentrional; ils sont séparés, au NW, des serpentines par une faille accompagnée d'une brèche de un ou deux mètres d'épaisseur, montrant des stries inclinées de 30° vers le NE; la surrection du compartiment SE fut donc associée à un décrochement vers le SW. Ces déformations sont antérieures à la transgression tertiaire et les mouvements anté-stampiens qui ont donné lieu aux nappes du Pinde se sont traduits ici par des dislocations de style rigide.

Les marges orientales du Sillon.

Les marges orientales du Sillon sont largement recouvertes par des formations horizontales plio-quaternaires. Lorsque l'on peut observer les formations sous-jacentes, on constate qu'elles sont coupées de fractures ou animées de pendages parfois vifs, de directions diverses, qui sont dus non à des plissements mais au jeu de compartiments faillés.

Des accidents de ce type apparaissent notamment sur la rive gauche de l'Haliakmon, au NW du coude de ce fleuve. Ainsi, les serpentines affleurent dans un ravin au voisinage du village de Gournaki et les grès sus-jacents sont animés, à leur approche, de pendages variés. Un peu plus loin, sous le village de Sarakina, plusieurs failles affectent des grès aquitaniens-burdigaliens; les dénivellations provoquées par ces failles ont été fossilisées par le dépôt des couches lacustres. On peut faire la même observation dans le lit de l'Haliakmon, aux abords des collines de Krapa et vers les villages de Vatholakkos, Asprokambos, etc. Ces failles sont donc immédiatement antérieures à l'établissement du lac villafranchien.

Des failles plus anciennes et plus importantes existent également. Au NW des collines de Krapa, dans le ravin d'un affluent de droite de l'Haliakmon, l'érosion a mis à nu une brèche de faille constituée par des débris de calcaires gris et d'ophiolithes, fortement cimentés par du quartz, surtout au voisinage des surfaces externes, lesquelles sont polies et striées. Cette brèche forme un mur épais de 1,50 à 3 m, orienté NW-SE, qui est ennoyé dans les marnes et les conglomérats oligocènes. Il s'agit sans doute d'une brèche de faille anté-oligocène demeurée en relief en raison de sa dureté et ayant joué par la suite,

car un décalage s'observe également dans les couches oligocènes, mais il ne suffirait pas à expliquer une brèche de cette nature et de cette importance.

Des brèches de faille assez semblables apparaissent aussi dans le fond d'un ravin situé au SW de Paléokastron, au pied du village de Daphnéron, au NW du Vourinos.

C'est aussi à des dislocations anciennes que sont dus les affleurements du substratum dans cette région, d'une part aux collines de Krapa, d'autre part à celles de Kivoto (NE de Grevena, cf. 2e partie, chap. III et IV).

La structure régulière des collines de Krapa a été soulignée dans l'étude stratigraphique et sera encore mise à profit pour l'étude pétrographique du cortège ophiolithique. Les roches éruptives stratifiées sont recouvertes par des radiolarites qui, contrairement à celles qui sont associées aux ophiolithes du Pinde, ne sont point intensément plissées, mais montrent un pendage régulier vers le SW; elles sont recouvertes avec une légère discordance par les calcaires crétacés, ce qui indique que les mouvements infra-crétacés, ont retenti faiblement sur cette région. Les calcaires crétacés eux-mêmes, comme d'ailleurs ceux de Kivoto et de Siatista, plongent vigoureusement mais régulièrement (pendages de 30 à 35°) vers le SW; ces plongements, accompagnés de failles, sont antérieurs à la transgression oligocène et sont par conséquent contemporains des mouvements éocènes qui ont déterminé la surrection du massif pélagonien puis l'affaissement du Sillon (d'où le pendage vers le SW).

Entre cette région et le lac de Kastoria, les observations sont limitées aux couches tertiaires dans lesquelles on observe de ci, de là, à la faveur de petits ravins, tantôt des failles, tantôt des compartiments faillés, notamment aux environs de Kaloneri (6 km au NW de Siatista), de Néapolis, de Bogatsikon, d'Argos Orestikon. Enfin, à l'W du lac de Kastoria, les ophiolithes et les calcaires triasiques, sortant hors des formations récentes, montrent le début d'une longue faille longitudinale qui se poursuit vers le NW par celles que J. BOURCART a indiquées sur sa carte (1922).

Cette tectonique de fracture, dont on n'a pu donner ici qu'un bref aperçu, diffère de celle du reste du Sillon mais est par contre tout à fait caractéristique de la zone suivante, celle du massif ancien pélagonien. Aussi n'est-il pas aventuré d'affirmer que l'on se trouve ici, du point de vue tectonique, en dehors du sillon méso-hellénique proprement dit et déjà sur la lisière du massif pélagonien. La configuration de la limite des couches tertiaires de ce côté du Sillon révèle d'ailleurs au premier coup d'oeil qu'il ne s'agit que d'une limite fortuite de transgression déterminée par une topographie préexistante et variée; la limite tectonique du Sillon peut être située, de ce côté, sur la ligne où les pendages réguliers de la zone moyenne du Sillon font place aux failles de ses marges orientales. Cette ligne joindrait approximativement la pointe extrême SW du massif ancien des Kamvounia à la faille située à l'W du lac de Kastoria et, par là, à celles qui, plus loin, limitent effectivement les couches tertiaires. La largeur réelle du Sillon, considérée du point de vue tectonique, est donc nettement plus réduite que sa largeur apparente correspondant à l'extension des formations tertiaires.

Conclusions.

Les observations qui précèdent ont démontré la spécificité structurale du Sillon. Depuis la fin de l'époque jurassique, celui-ci a été marqué par un comportement tectonique différent de celui du massif pélagonien d'une part, des zones externes de l'autre, et ce comportement cadre avec l'hypothèse selon laquelle son substratum serait constitué par une masse compacte de roches ultra-basiques denses et résistantes, représentant la cicatrice de la fissure ayant permis la montée des ophiolithes.

Lors des mouvements infra-crétacés, cette cicatrice, alors récente, devait être encore enracinée dans les zones profondes d'où son remplissage était issu; elle n'avait pas encore subi de mouvements verticaux susceptibles de l'en détacher et sa masse n'avait pas été réduite par l'érosion (présence des radiolarites sous les calcaires crétacés, aux collines de Krapa).

Par contre, lors des mouvements de la fin de l'Eocène, elle avait déjà été entraînée par la surrection du massif pélagonien et avait subi une importante érosion au cours de l'Eocène; aussi, transmet-elle dès lors comme un bélier les poussées provenant de l'intérieur de la chaîne. Tandis que la lame d'épanchement ophiolithique qui en était issue du côté externe participait aux charriages de la zone pindique, la cicatrice des montées magmatiques correspondant à la zone moyenne du Sillon, ne subit que des déformations de grande amplitude, déjà caractérisées par une tendance à la subsidence. Ce que nous avons appelé la racine de la nappe ophiolithique est plus qu'une racine tectonique, c'est aussi la trace du raccord entre l'épanchement et la montée magmatique. Les surrections calcaires qui jalonnent cette limite révèlent la présence d'un obstacle infranchissable.

Entre la fin de l'Eocène et les mouvements pontiens, nous avons vu au chapitre VI (2ème partie) que le Sillon fut le siège de mouvements de bascule résultant du jeu différent des deux zones auxquelles il était soudé de part et d'autre: le massif pélagonien et la ride pindique récemment plissée. Lors des mouvements pontiens, seule la bordure SW du Sillon, correspondant à l'amorce de la lame ophiolithique, subit un plissement; sa zone moyenne ne fut que fracturée, gauchie, et subit éventuellement un relèvement général vers le SW, consécutif à la surrection de la zone pindique.

Au cours de son histoire récente, les tendances à la subsidence du Sillon ont continué à se manifester, en dépit des milliers de mètres de terrains légers qui surmontaient le substratum dense; il fut d'abord envahi par le lac pliocène; nous verrons que l'étude morphologique révèle qu'il ne subit pas, par la suite, de surrections comparables à celles des zones voisines.

Il est intéressant de rechercher, au terme de cette étude, de quelle manière le Sillon peut se prolonger dans le reste de la chaîne dinarique. Cette recherche devra se guider à la fois sur la présence des formations oligocènes et miocènes, sur les affleurements de roches ultra-basiques et, enfin, sur les caractères tectoniques et morphologiques définis plus haut.

Vers le NW, cette prolongation doit correspondre, ainsi que l'a indiqué J. BOURCART, à la dépression miocène située au coeur des ophiolithes, qu'emprunte le Mati sur une partie de son cours. J. BOURCART a signalé que la morphologie de cette région est tout à fait semblable à celle du Sillon. Au-delà du coude où le Mati s'est creusé une vallée transversale qui le mène à l'Adriatique, la même dépression est occupée par le haut cours du Fani, affluent du premier; puis les dépôts miocènes ne sont conservés qu'en lambeaux isolés, mais la région déprimée se poursuit, occupée par endroits par de petits bassins quaternaires, jusqu'à la vallée du Drin, à l'endroit où ce fleuve prend temporairement un cours longitudinal pour rejoindre l'extrémité SE du lac de Scutari.

Nous arrivons ainsi au grand accident transversal Scutari-Pec, qui marque un changement profond dans la structure de la chaîne.

Il est évidemment tentant d'établir un rapport entre la dépression longitudinale du lac de Scutari et la dépression qui y aboutit, en provenance du sillon méso-hellénique. Cependant, les abords du lac sont différents de ceux du Sillon; notons pourtant que des ophiolithes existent à l'W du lac, apparemment en position tectonique compliquée. Ceci nous amène à envisager les vicissitudes qui pourraient survenir, dans une chaîne quelconque, aux régions similaires au sillon méso-hellénique, c'est-à-dire correspondant aux cicatrices laissées par les venues ophiolithiques.

De telles régions doivent exister dans toutes les chaînes géosynclinales comprenant des ophiolithes, mais leur localisation n'est pas évidente; les ophiolithes apparaissent le plus souvent en fragments de nappes coupés de leurs racines. Quant aux axes le long desquels se sont produites les montées magmatiques, ils doivent se signaler, si l'on se réfère à l'exemple du Sillon, par une tendance permanente à la subsidence, à l'affaissement. Précisément pour cette raison, ils sont exposés :

1) à être dissimulés par des accumulations de sédiments postérieurs, soit anté-orogéniques, soit post-orogéniques;

2) à attirer le déferlement, en nappes ou en écailles, des formations issues des régions voisines moins affaissées. La tendance permanente du substratum à la subsidence peut néanmoins, en dépit des couvertures sédimentaires ou tectoniques, se manifester par l'existence de sillons actuels ou anciens, dont l'origine ne peut être révélée par la seule connaissance des roches qui se présentent à l'affleurement.

Si l'on considère le secteur des Dinarides où se trouve notre région, on constate que, en regard du reste de la chaîne, il est caractérisé par l'affleurement des grands massifs cristallins des zones internes, autrement dit par l'exhaussement ancien de ces dernières. Il est possible que nous soyons redevables à cette circonstance de la préservation en surface du sillon méso-hellénique qui les borde, tandis que dans d'autres secteurs, les régions homologues du Sillon, si elles ont existé, ont pu être masquées par les événements ultérieurs.

CHAPITRE V

LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF PELAGONIEN

Nous n'entreprendrons pas une étude détaillée de cette région, car une telle étude ne saurait être menée à bien sans inclure celle des autres parties du massif pélagonien. En outre, des considérations structurales ont dû être, à plusieurs reprises, introduites dans l'étude stratigraphique.

Nos connaissances sur la structure du massif pélagonien sont encore incomplètes. L'Olympe est encore à peu près inconnu, la constitution de la chaîne du Vermion, à l'E de Kozani, encore très incertaine; seule la région située au N de la latitude de Kastoria est mieux connue, grâce aux travaux de KOSSMAT, d'OSSWALD (1929), d'ILITCH (1935), de JARANOFF (1947) etc.

En raison de la longue histoire du massif pélagonien, une étude détaillée de sa structure exigerait que soient distingués les effets des mouvements primaires, infra-crétacés, supra- ou post-éocènes, pontiens et enfin quaternaires, ainsi que les répercussions des anciennes structures sur les déformations plus récentes. On voit qu'une telle entreprise devrait faire l'objet d'un travail d'ensemble et qu'elle dépasserait le cadre de cet ouvrage qui concerne essentiellement la chaîne tertiaire du Pinde septentrional.

C'est donc uniquement dans la mesure où certaines structures sont liées à celles des régions précédentes que nous situerons les traits essentiels de la tectonique de la lisière occidentale du massif pélagonien.

On se souvient (2ème partie, chapitres II et III) que nous avons partagé cette lisière en trois secteurs, soit: du NW au SE, celui des monts Askion, celui du Vourinos et celui des Kamvounia. Nous allons reprendre cette subdivision dans la rapide analyse qui suit.

Les Monts Askion.

Les schistes cristallins qui forment la partie N des monts Askion sont vigoureusement plissés, voire constamment redressés. La direction dominante de ces plis est approximativement N-S, peu éloignée des directions dinariques. Les serpentines paléozoïques qui couronnent les crêtes au N du village de Blasti (crête de Moriki) pourraient être charriées.

Les calcaires triasiques-jurassiques qui occupent toute la partie S des monts Askion constituent, grosso-modo, un anticlinal à grand rayon de courbure, dont le flanc W plonge assez régulièrement vers le Sillon, tandis que le flanc oriental est fracturé. On se souvient que les indices de glissement de ces calcaires sur leur substratum schisteux ont été discutés à propos du Trias et qu'ils doivent être interprétés, jusqu'à preuve du contraire, comme résultant de disharmonies mécaniques et non de charriages extensifs.

L'extrémité méridionale des monts Askion est caractérisée par l'existence de structures transversales qui se manifestent, d'une part, par des plongements vers le SE, qui sont anciens et dûs en partie à la tectonique infra-crétacée (discordance du Cénomanién de Skafidi), d'autre part, par des fractures récentes. Les premiers comme les secondes assurent le passage des monts Askion, surélevés, au secteur du Vourinos et au détroit de Kozani, relativement affaîssés.

Le secteur du Vourinos et le détroit de Kozani.

On pourrait appeler cette région «secteur central» si, en soulignant une certaine analogie avec le secteur qui lui fait face dans le Pinde, on ne risquait de créer une confusion terminologique.

La structure des monts du Vourinos a dû être décrite avec quelque détail au chapitre III (2ème partie), afin d'éclairer les conditions de gisements des ophiolithes et leur place dans la série stratigraphique. On sait donc que les calcaires plongent vers le SW sous les ophiolithes du Vourinos (Pl. II, fig. 3) et constituent un anticlinal dont le flanc oriental est faillé comme celui des monts Askion. Le plan de faille s'observe tout le long du contact entre les calcaires et la bande ophiolithique du Zigosti (Pl. III, fig. 3).

Le chaînon de Vigla (2ème partie, chapitre III) permet de distinguer la tectonique infra-crétacée de celle qui est due aux mouvements postérieurs. La première est vigoureuse et donne lieu à des pendages accentués, enfin — déjà — à des fractures qui, dans le ravin du Vourilakos, sont recouvertes en transgression par les calcaires crétacés. Ceux-ci montrent une tectonique plus régulière, mais des pendages qui ne sont pas négligeables; les accidents anciens ont rejoué et l'ensemble a été affecté par les grandes cassures pliocènes.

C'est une tectonique de cet ordre, consistant en plis d'assez grande amplitude, coupés surtout de nombreuses failles, que l'on observe dans toute l'aurole crétacée au NW du bassin pliocène de Kozani-Servia. La structure de détail est d'ailleurs souvent compliquée, notamment entre Vatéron et Kozani; les dépôts récents gênent la compréhension des lignes directrices.

Le SE du secteur du Vourinos et du détroit de Kozani est, bien entendu caractérisé par une remontée générale de toutes les formations, en raison de la surrection du massif ancien des Kamvounia. Il est inutile de souligner que nous retrouvons ainsi l'accident transversal méridional que nous avons suivi depuis l'extrémité N des monts Lakmon, à travers le domaine ophiolithique, puis le sillon méso-hellénique: la faille-flexure de Servia-Péristéri.

Dans le coude de l'Haliakmon, au pied du mont Vounassa, dans la région du monastère de Zabordas, la surrection du compartiment méridional a pris la forme d'une puissante flexure par laquelle les calcaires triasiques — jurassiques plongent vers le NW, parfois presque à la verticale, sous les ophiolithes du Vourinos (Pl. XII, fig. 1 et 2).

Vers le NE, cette flexure se poursuit par un réseau de failles transversales qui séparent le massif ancien du détroit de Kozani.

Ces failles ont rejoué très récemment, car elles ont affecté les dépôts levants, qui sont portés à différentes altitudes; en outre, non loin de Servia, et au pied de la faille principale, des dépôts quaternaires à *Lymnea ovata* sont redressés à 45° vers le SE. On voit donc que cet accident transversal, dont nous connaissons l'ancienneté, a rejoué récemment et qu'il représente un trait permanent et essentiel de la chaîne à ce niveau.

La limite SE du détroit de Kozani est constituée par une dénivellation plus brutale que sa limite NW. Le biseau de terrains crétacés, qui forme une auréole entre le remplissage pliocène et les terrains plus anciens au NW du détroit, montre que le fond de celui-ci remonte en pente douce dans cette direction. Les accidents de bordure, allant dans le sens de cette remontée, n'y ont point la même intensité que ceux de la rive opposée qui, au contraire, compensent une remontée semblable du massif des Kamvounia et de l'Olympe où (et nous bornerons à ceci nos remarques sur la structure de cette région) les schistes cristallins s'ennoient graduellement vers le S sous leur couvertures calcaire. Cette disposition est ancienne, car elle a été fossilisée par la transgression oligocène qui s'est effectuée sur les schistes cristallins au N, sur les calcaires au S; elle a certainement été ranimée récemment, car elle s'observe encore dans la topographie, les pentes N étant raides et les pentes S plus adoucies.

La coupe longitudinale des monts Askion révèle un mouvement assez semblable qui fait affleurer au N les schistes cristallins, lesquels s'élèvent à des altitudes croissantes dans les monts Vitsi et la Neretchka Planina pour faire place, assez soudainement, aux calcaires de la région du lac de Prespa.

Ce dessin d'ensemble est fréquent, sinon général, dans cette partie des Dinarides; il est certainement à l'origine du cours en «V» pointant vers le S de plusieurs cours d'eau, dont le Pénée, l'Haliakmon et la Tchernia, affluent du Vardar: haut cours conséquent descendant la pente structurale vers le SE, jusqu'à la faille ou la flexure transversale; seconde moitié du cours orienté SW-NE, appuyé contre l'accident. C'est le même mouvement que nous avons trouvé dans le système «massif de Tymphé - dépression de Zagoria», et nous avons noté qu'il pourrait se retrouver dans le Pinde méridional; il y remontait à une époque assez reculée pour avoir gouverné la tectonique priabono-stampienne.

C'est là un nouvel et dernier exemple de l'importance, de la permanence - aussi bien dans l'espace que dans le temps - des structures transversales transcendantes aux zonations longitudinales, qui ont imprimé à des secteurs entiers de la chaîne des déformations d'un style constant et ont, depuis longtemps, exercé une influence déterminante sur les processus orogéniques.

CHAPITRE VI

RESUME ET CONCLUSIONS DE L'ETUDE TECTONIQUE

L'étude des structures actuelles nous a permis de confirmer certains des caractères les plus permanents de l'écorce terrestre dans notre région et aussi de compléter ce que nous savions sur le déroulement des processus orogéniques. Par-delà le désordre des structures de détail, la tectonique apparaît déterminée à la fois par les caractères physiques profonds de chaque zone et par leurs relations mutuelles, en tout premier lieu par leurs relations d'altitude.

Les zones et les unités tectoniques.

Chaque zone et chaque unité lithologique s'est comportée comme pouvaient le laisser prévoir leur nature, leur genèse et leur position relative (fig. 72).

La zone de Tymphé, zone de hauts fonds stables et de calcaires massifs fut à l'origine d'une tectonique brisante ou de plis de couverture simples et de grande amplitude (Mitsikéli, Driscos). Les failles, dont les rejets se comptent en centaines ou en milliers de mètres, impliquent l'existence d'un socle rigide car, si massifs et puissants qu'ils soient, les calcaires ne peuvent suffire à expliquer de telles structures.

L'accident majeur de la zone de Tymphé est l'effondrement de sa partie interne (orientale) vers la fosse du Pinde-Olonos. Cet effondrement, bien que lié au processus qui se déroulait dans la zone souple voisine, s'est produit dans le style propre de la zone de Tymphé, c'est-à-dire au moyen d'une fracture gigantesque, la faille de Gamila.

La zone du Pinde-Olonos présente un style tectonique qui, comme celui de la précédente, exprime à la fois les propriétés de son soubassement et celles de la série sédimentaire.

Les structures qui affectent la série du Pinde-Olonos témoignent d'une grande souplesse initiale de toutes ses formations, due à la minceur des bancs à la multiplicité des plans de glissements internes constitués par les joints de stratification et les niveaux schisteux ou à délit facile.

Mais les charriages, les écaillés et les plis de très grande amplitude en même temps que très serrés que montre cette série, ne peuvent s'expliquer que par les propriétés mécaniques de son soubassement, par sa faculté de raccourcissement sous l'effet des compressions orogéniques, raccourcissement qui a abouti à la fermeture de la fosse du Pinde-Olonos. La seule alternative possible, à savoir un glissement de la série sédimentaire à partir du massif péla-gonien, est inacceptable du fait de l'existence, sur ce massif, d'une série mésozoïque totalement différente et encore en place.

En l'absence d'une surrection suffisante lors des phases de plissement,

le raccourcissement du soubassement implique que celui-ci put être refoulé vers les profondeurs, englouti.

A cet englobissement de son substratum, la série sédimentaire a répondu selon l'espace qui lui était offert, selon la manière dont les plissements étaient amorcés, ce qui, en dernière analyse, devait être lié à la forme initiale de la fosse. Nous avons vu que celle-ci était moins accentuée dans le Pinde méridional que dans le Pinde septentrional, et que cette circonstance favorisa, dans le premier, l'échappement des formations sédimentaires, décollées à partir du Trias moyen en raison de l'existence, à ce niveau, d'une discontinuité physique dont la nature nous est encore inconnue.

Par contre, dans le Pinde septentrional, où des observations d'ordres divers nous ont montré qu'il existait une fosse particulièrement profonde, les formations sédimentaires ont davantage partagé le sort de leur soubassement (sorties de schistes cristallins); bien que partiellement chassées hors de leur fosse d'origine, par-dessus le compartiment effondré de la zone de Tymphé, elles ont été contenues par l'immense faille de Gamila et ont, en outre, été elles-mêmes écrasées et refoulées par la nappe ophiolithique.

Si nous avons dénié aux ophiolithes en général la signification d'une zone (isopique ou tectonique), la nappe ophiolithique du Pinde septentrional (comme celles d'Albanie méridionale et de la Mirdita) cons-

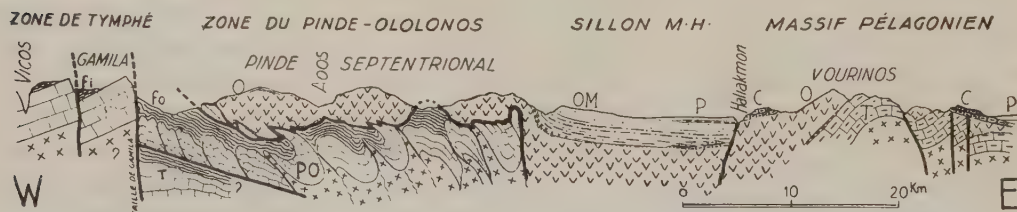


Fig. 72. Coupe schématique d'ensemble, depuis le massif de Tymphé, à l'W, au massif pélagonien, à l'E, par le Pinde septentrional.

T : calcaires du Tymphé; fi : Flysch ionien. fo : Flysch du Pinde; PO : Série du Pinde - Olonos. O : ophiolithes. OM : Oligo - Miocène du Sillon. P : Plio : Quaternaire; C : Crétacé transgressif. Maçonnerie avec un tiret: calcaires (Trias et jurassique) du massif pélagonien; croisillon : schistes cristallins, granite.

titue une unité tectonique bien individualisée, déterminée par la nature lithologique des roches, et aussi par leurs conditions de gisement primitives en une lame cohérente interstratifiée dans une série ayant des caractères mécaniques totalement différents.

Nous avons pu observer que le comportement très spécial de cette unité s'explique par sa masse, par l'irrégularité de son épaisseur, enfin par l'aptitude à la serpentinsation des roches basiques, favorisée par le broyage mécanique.

L'analyse des structures dans le Pinde septentrional a mis en relief l'interdépendance étroite des diverses unités en présence et surtout le rôle déterminant joué par le relief structural du substratum des nappes, c'est-à-dire, après

la fermeture de la fosse du Pinde - Olonos, des divers compartiments de la zone de Tymphé. La déchirure transversale, au N des monts Lakmon, en est une conséquence remarquable. On a pu constater, d'autre part, l'importance des mouvements pontiens pour l'explication de la disposition actuelle des affleurements.

Le sillon méso-hellénique s'est comporté comme un bloc résistant susceptible seulement de mouvements verticaux, surtout de mouvements de bascule, et de fractures. Seule sa bordure SW a été plissée, lors des mouvements pontiens. Joint à une propension répétée à l'affaissement, ce comportement corrobore l'hypothèse selon laquelle le soubassement du Sillon est intégralement constitué de roches éruptives basiques.

Le massif pélagonien, consolidé depuis les plissements hercyniens, n'a été affecté, depuis lors, que par des plis à grand rayon de courbure et des fractures; par contre, sa couverture a subi des glissements importants, que l'on ne peut néanmoins assimiler à des charriages; les ophiolithes, notamment, sont en place.

De la conjonction de ces divers mouvements résulte une tectonique morcelée, souvent très ample, mais qui devient très complexe dans les zones d'interférences.

Le massif pélagonien s'est signalé par des surrections répétées qui ont, depuis le Crétacé, précédé les plissements dans les zones externes.

Les accidents transversaux.

Enfin, nous avons pu suivre des accidents transversaux transcendant aux diverses zones, dont on trouve la trace dès les débuts de l'ère secondaire et qui ont déterminé la répartition de certains faciès, favorisé puis guidé les épanchements ophiolithiques, pour enfin gouverner les modalités des plissements et l'extension des nappes. De semblables accidents transversaux marquent de leur empreinte d'autres secteurs des Dinarides, et il semble qu'à l'heure actuelle certains alignements de fosses dans la Méditerranée pourraient leur être assimilés. La fosse de 4.400 m qui se trouve en avant du détroit qui sépare le Péloponnèse de la Crète a été mentionnée (2ème Partie, conclusions du Chapitre II). On pourrait y ajouter les fosses de plus de 4.000 m qui sont alignées transversalement et aboutissent à l'extrémité méridionale des Iles Ioniennes. La fosse de 240 m qui traverse la Mer Adriatique à la hauteur de Sibenik est certainement d'une autre nature que les précédentes - l'Adriatique étant une zone d'ennoyage et non une avant-fosse - mais elle n'en correspond pas moins à un accident transversal, marqué, dans la chaîne dinarique, par la terminaison du Vélébit.

Le style dinarique.

Si la fermeture de la fosse du Pinde-Olonos a donné lieu à des charriages dont l'extension est de l'ordre de 30 km, ces lames charriées sont encore reliées à leur zone d'origine et parfaitement enracinées. Il est impossible de leur assigner une origine plus lointaine, et nous avons noté que L. KOBER avait renoncé à enraciner celles des ophiolithes et de la zone calcaire des Dinarides au-delà du massif pélagonien. D'autre part, nous avons vu que la notion, due à RENZ, d'une «zone de la Grèce orientale», caractérisée essentiellement par les ophiolithes, devait être remise en question; il va de soi qu'il en est de même de l'origine lointaine attribuée à cette zone et de son transport par charriage sur de grandes distances. (cf. note infra-paginale p. 45 et page 208). La notion de grands charriages ayant affecté la zone du Parnasse-Kiona devrait être abandonnée par la même occasion, de grands décollements y demeurant néanmoins incontestables.

En conclusion, l'étude de notre région suggère - ou plutôt confirme, car cette constatation a été faite de divers côtés - qu'il faut reconcer à rechercher systématiquement de grandes nappes de style alpin dans les Dinarides.

Remarques terminales à propos du moteur de l'orogénèse.

Les processus mécaniques qui peuvent être à l'origine des plissements ont été évoqués souvent, notamment au cours de l'étude stratigraphique. On ne peut donc guère éviter de reprendre la question ici. Mais il faut souligner que, si la tectonique pose les problèmes, c'est sans doute la méthode historique (stratigraphie comparée, paléogéographie) qui, appuyée sur les résultats de la géophysique et de la géologie sous-marine, permettra de saisir le déroulement des phénomènes et par là, peut-être, de pénétrer leurs causes.

L'étude tectonique a mis en relief, notamment, la nécessité de l'engloutissement du substratum de la fosse du Pinde-Olonos.

Cet engloutissement peut être considéré soit comme la conséquence de compressions orogéniques (provenant, dans notre cas, des zones internes), soit comme un phénomène premier, résultant directement d'une aspiration vers le bas, par suite de courants de convection; l'extension des plissements aux zones voisines exige qu'une telle aspiration ait été accompagnée de mouvements de translation du substratum de celles-ci vers la fosse (cf. note infra-paginale p. 210).

Ces propositions ne sont pas aussi contradictoires qu'elles le paraissent à première vue. En effet, l'étude stratigraphique et des considérations sur la venue des ophiolithes nous avaient indiqué d'abord que l'orogénèse pouvait résulter de mouvements oscillatoires des massifs centraux (Rhodope d'abord, puis Rhodope et zones dinariques internes¹); par la suite, nous avons constaté

1. Signalons à ce propos que le séismologue yougoslave J. MIHAJLOVIC attribue les grands séismes de la péninsule des Balkans à des mouvements alternatifs du Rhodope (cf. «Die Seismische Dynamik des Balkanhalbinsels» *Un. Geod. Int.*, 2ème ann. No. 2, Avril 1953; et «Rôle Sismique du bloc rhodopien sur la Péninsule des Balkans» *C. R. Soc.*

que les plissements dans les zones externes avaient été précédés par la surrection des zones internes, puis encore qu'une telle surrection était une nécessité car elle pouvait seule expliquer les chevauchements vers l'extérieur qui prédominent dans les Dinarides — comme d'ailleurs dans les Alpides.

On voit que ces divers phénomènes ne s'excluent pas mutuellement. En effet, la surrection des massifs centraux doit provoquer, par compensation, un afflux de matière (magma) issue des régions voisines — à moins qu'elle ne soit la conséquence de cet afflux. Cette migration s'effectuant en profondeur doit provoquer à la fois l'engloutissement de la région adjacente à la masse continentale et le déplacement de cette dernière vers la nouvelle dépression crustale. Engloutissement, surrection et compression orogénique par suite d'une poussée venant des zones internes apparaissent donc comme des phénomènes parfaitement liés entre eux et, ce qui est essentiel quand il y a mouvement, se favorisant et s'accéléralant réciproquement jusqu'au retour à un équilibre temporaire.

Un tel mécanisme serait-il démontré que le problème n'en serait que reculé, reporté sur les sources possibles du déséquilibre initial, de l'accumulation d'énergie potentielle. Nous savons du moins, par les anomalies de la pesanteur que le déséquilibre est l'état normal de la lithosphère.

Serbe Geol. 1953, p. 26—30. On doit d'autre part à G. WILSON (*Ann. Géol. Pen. Balk.* XI, f. 2, p. 1—50, 1933) une hypothèse ingénieuse qui assigne un rôle essentiel à la composante longitudinale (vers l'W) des mouvements des massifs centraux. Un tel déplacement rend assez bien compte des courbures des divers arcs du système alpin en Europe; il reçoit également une confirmation de la séismologie (cf. I. KETIN et F. ROESLI, «Macroseismische Untersuchungen über NW Anatolische Beben 18 März 1953», *Ecl. Geol. Helv.* 46, fasc. 2 1953, p. 187—208).

QUATRIEME PARTIE

ESQUISSE MORPHOLOGIQUE

C'est surtout dans la mesure où la morphologie de notre région représente l'aboutissement de son histoire géologique que nous allons nous y intéresser.

Le relief des trois régions naturelles dont nous avons suivi le développement, à savoir le Pinde, le Sillon et la lisière du massif pélagonien, présente des caractères distincts, ce qui ne peut surprendre, puisque ces trois régions ont des passés très différents. L'histoire morphologique la plus simple est celle du Sillon, plus exactement celle de ses parties centrales et orientales qui ont été comblées par des sédiments plio-quaternaires; l'érosion y a, en effet, travaillé à partir d'une surface plane uniforme, assez récente et qui peut être datée. Nous commencerons donc par là notre étude morphologique; nous la poursuivrons en considérant les chaînes liminaires du massif pélagonien qui ont été relativement peu déformées. Nous terminerons par la partie occidentale du Sillon et le Pinde.

CHAPITRE I

LE RELIEF DES REGIONS CENTRALES ET ORIENTALES DU SILLON

Le modelé actuel.

La surface supérieure des dépôts lacustres de la région de Grévéna forme un plateau pratiquement horizontal à l'altitude de 624 m. Cette surface s'élève de quelques mètres sur son rebord occidental, tandis que vers le N et le NE, elle peut atteindre 670 m, en partie grâce à une légère remontée des couches, en partie grâce au glacié de dépôts semi-continentaux qui la recouvre; ce glacié est composé de matériaux provenant de la dégradation des montagnes de la lisière du massif pélagonien et se raccorde en pente douce au pied de celles-ci.

Nous savons que les matériaux qui forment ces plateaux datent du Quaternaire ancien et ne sont guère postérieurs au Villafranchien, puisqu'ils n'ont livré, même dans leurs niveaux élevés, que la faune à *Eléphas meridionalis* et *Mastodon borsoni*.

En contre-bas de la surface supérieure, s'étagent une série de niveaux d'érosion horizontaux formant des terrasses parfois bien développées et largement cultivées, parfois réduites à un replat peu distinct, souvent, aussi, complètement effacées par les érosions postérieures. Dans l'ensemble, tout ce pays

est caractérisé par un modelé très doux, par des vallées larges et cultivées le long desquelles s'alignent des peupliers (Pl. XII, fig. 5 et 6). Les rivières actuelles travaillent modérément. Si les parois des derniers ravins sont souvent sub-verticales (Pl. IX, fig. 5 et 6), cela tient en grande partie aux matériaux meubles et perméables — sables et conglomérats mal consolidés — dans lesquels elles sont taillées. Le fond des vallées n'en est pas moins large et plat, en partie occupé par des terrasses sub-actuelles cultivées; c'est le cas, en particulier, de la vallée de Grévénà où est prise la figure 6 de la planche IX.

Les terrasses fluviatiles qui se trouvent en contre-bas de la surface lacustre sont au maximum au nombre de quatre. Elles révèlent que le creusement des vallées de l'Haliakmon et de ses affluents, qui drainent toute cette région, s'est effectué en cinq étapes séparées par des temps d'arrêt; pendant ces périodes de repos, les rivières cessaient de s'enfoncer et, divaguant dans leurs lits à une altitude constante, se bornaient à entamer leurs versants à la ma-

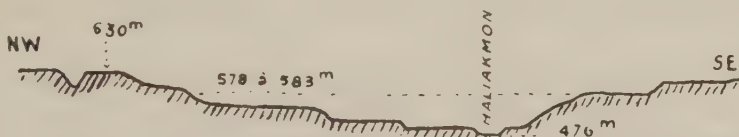


Fig. 73. Profil transversal de la vallée de l'Haliakmon vers les collines de Krapa.

nière d'un sculpteur sur bois dégageant les «blancs» de son oeuvre. Ces terrasses sont souvent recouvertes par une couche de cailloutis de quelques décimètres qui ne laisse de doute ni sur leur origine ni sur l'absence de creusement à l'époque de leur formation.

Les altitudes de ces terrasses sont variables selon que l'on considère la vallée de l'Haliakmon ou celle de ses affluents; dans ces derniers, elles se sont formées certainement avec quelque retard comme on peut le constater pour l'érosion actuelle, qui, souvent, n'a pas encore entamé la surface antérieure dans les parties initiales des vallées.

Dans la vallée de l'Haliakmon, au N des collines de Krapa, sous le village d'Asprokambos (NE de Grévénà), les terrasses successives s'étagent à 8 m, 35 m, 55 m, et 100 m au-dessus du lit actuel du fleuve, qui se trouve à un peu plus de 470 m d'altitude, c'est-à-dire à 150 m en contre-bas de la surface supérieure d'origine lacustre (fig. 73). Les plus importantes sont les terrasses de 35 et de 55 m.

Il n'est pas douteux que ce creusement interrompu par des temps d'arrêt reflète, pour une large part, les phases du processus de surrection modérée qu'a subi cette partie du Sillon depuis l'époque où elle était occupée, comme les dépressions plus orientales, par l'ancien «Lac égéen».

L'étude des terrasses de l'Haliakmon jusqu'à son embouchure dans la mer Egée contribuerait certes à éclairer cette question ainsi que celle, toujours actuelle, des relations entre les mouvements terrestres et les variations du ni-

veau de la mer, à laquelle s'ajoute ici le problème de l'époque de la formation de la mer Égée.

Cependant, des facteurs locaux sont certainement intervenus pour retarder ou arrêter momentanément le creusement des vallées. Des obstacles lithologiques résultant du modelé pré-lacustre, sur lequel nous reviendrons, ont pu constituer des niveaux de base temporaires; d'autre part, la vallée de l'Haliakmon a été obturée par un glacier dont les matériaux sont imbriqués avec les terrasses du fleuve. Ce cas assez singulier mérite qu'on s'y arrête, quitte à y revenir lorsque nous traiterons des stades glaciaires dans les chaînes voisines.

Le glacier du Vounassa.

On se souvient que la montagne du Vounassa (1.615 m) domine, au S (rive droite), le tronçon approximativement W-E du cours de l'Haliakmon, au grand coude où ce fleuve abandonne la direction SE pour remonter vers le NE et longer le bord septentrional du massif des Kamvounia et de l'Olympe (fig. 75).

Le flanc NW du Vounassa, constitué par les calcaires triasiques-jurassiques, est creusé, en face du village de Tourniki, d'un grand cirque occupé par un lac peu profond, asséché durant les mois d'été. Ce cirque, dont le fond se trouve approximativement à l'altitude de 1.200 m, est bordé par des parois abruptes et est typiquement d'origine glaciaire.

En contre-bas du cirque et jusque sur la rive gauche du fleuve (fig. 74), les terrasses fluviatiles, ordinairement horizontales, font place à de

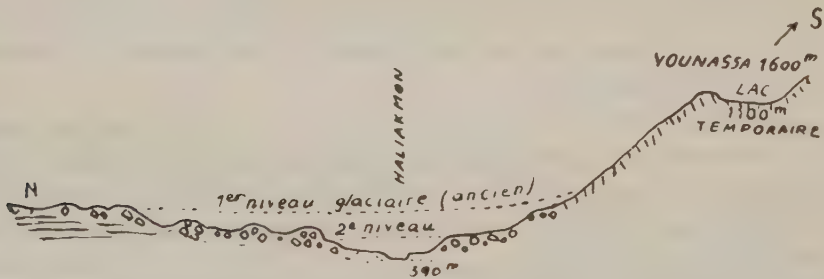


Fig. 74. Profil des formations glaciaires au N de Vounassa.

petites collines formées de blocs calcaires enrobés de matériaux plus fins; ces collines forment à l'E de Tourniki, une série de demi-cercles concaves vers le S, qui entourent des dépressions herbues au centre desquelles se trouvent généralement de petits mamelons de constitution analogue aux collines précédentes. L'origine glaciaire de ces matériaux et de cette topographie paraît incontestable; il s'agit de moraines frontales abandonnées par des langues glaciaires qui descendaient du cirque du Vounassa et qui atteignaient des altitudes très basses pour la région en raison des pentes très raides de ce flanc de la montagne et de son exposition au N.

Des traces glaciaires bien conservées se trouvent aux environs de 440 m,

soit à quelque 50 m au-dessus du lit de l'Haliakmon. A un niveau supérieur, aux environs de 480-500 m, et au N des petits cirques morainiques décrits plus haut, s'étend une surface bosselée, constituée des mêmes matériaux que précédemment, mais où les formes glaciaires sont moins évidentes. Il y a là néanmoins les traces d'une glaciation plus ancienne et plus importante que celle qui, par la suite, atteignit des niveaux un peu plus bas mais plus proches de la montagne où le glacier prenait naissance. Entre ces deux phases glaciaires, l'Haliakmon avait repris son travail d'érosion et avait approfondi la vallée.

Le glacier du Vounassa, débouchant perpendiculairement dans la vallée de l'Haliakmon a temporairement obturé celle-ci (le débit du cours d'eau était sans doute très réduit) et déterminé la formation d'un lac dont les dépôts occupent une surface ayant la forme d'un triangle de quelque 10 km de côté, en amont de Tourniki. Ces dépôts sont constitués principalement de sables blancs horizontaux contenant des fossiles d'eau douce quaternaires analogues à ceux que l'on trouve aux environs de Servia (*Lymnea ovata*). Ils se trouvent en contre-bas des formations lacustres villafranchiennes et sont eux-mêmes disposés en terrasses. Le lac s'est établi dans une portion de la vallée qui avait déjà été largement creusée par l'Haliakmon et ses affluents, lesquels avaient sculpté des plates-formes dans les dépôts lacustres plio-quaternaires et les formations antérieures.

Dans l'angle NE du lac, en contre-bas du village de Tourniki, une coupe fraîche permet d'observer la superposition d'un matériel d'origine glaciaire, formé d'éléments de tous calibres, à des sédiments fins d'origine lacustre. Les premiers, qui montrent une stratification assez floue, représentent certainement un dépôt lacustro-glaciaire composé des matériaux issus directement du glacier et ayant abouti dans le lac de barrage. Par endroits, les couches inférieures ont subi des petits rebroussements vers le NW (Pl. XII, fig. 3) qui peuvent être attribués soit à la poussée des glaces, soit à celles de coulées boueuses.

Les formations lacustres et celles du dernier épisode glaciaire ont été à leur tour entamées par l'Haliakmon qui a repris le creusement de son lit après le retrait des glaces. La dernière vallée comporte une terrasse importante aux environs de 7-8 m et une terrasse sub-actuelle, comprenant des prés et des cultures, située à un ou deux mètres au-dessus du lit du fleuve, qui est en outre large et encombré de sable et de graviers.

En résumé, une glaciation importante est intervenue à une époque qui, si l'on pouvait prendre l'oeuvre de l'érosion comme échelle des temps, se situerait vers la première moitié de l'époque quaternaire. Après une phase de recul glaciaire qui permit, tout au moins dans le bassin que nous considérons, la reprise de l'érosion, une seconde avancée glaciaire moins puissante que la précédente, atteignit mais ne dépassa pas la vallée nouvellement creusée, dont le fond ne se trouvait plus qu'à une cinquantaine de mètres au-dessus du lit actuel du fleuve. Après le retrait définitif des glaces, une érosion modérée se poursuivit, marquée par deux temps d'arrêt. D'une manière générale, l'Haliakmon et ses affluents n'ont, dans les régions que nous venons de considérer, qu'une activité réduite.

En elle-même, l'interférence du glacier du Vounassa avec un cours d'eau

dont le régime lui était totalement étranger représente un cas assez singulier. Le raccord avec les terrasses de l'Haliakmon devrait permettre éventuellement de dater les deux glaciations avec quelque précision. En outre, les deux glaciations sont nettement séparées par une phase d'érosion fluviale alors qu'à plus haute altitude, si l'on peut, ainsi que nous le verrons, distinguer effectivement deux phases glaciaires, leurs traces sont superposées et emboîtées, de sorte que l'on ne peut affirmer qu'elles furent effectivement séparées par une phase de recul glaciaire. On peut souligner enfin que les études de CVIJIC (1917) avaient également conduit cet auteur à distinguer deux phases glaciaires principales dans la péninsule des Balkans.

Le relief pré-lacustre.

L'existence d'une phase d'érosion postérieure au Miocène et antérieure à l'établissement des lacs égéens a été constatée dans la partie stratigraphique et nous y reviendrons en étudiant le relief des chaînes qui encadrent le Sillon. Rappelons seulement qu'un grand fleuve s'était installé dans la partie la plus déprimée du Sillon et qu'il y creusa une large vallée puisque les dépôts lacustres villafranchiens reposent indifféremment sur les couches miocènes, oligocènes, ou sur le substratum éruptif et calcaire de celles-ci. Cette vallée avait atteint un niveau un peu inférieur à celui de l'Haliakmon, mais le fleuve qui l'occupait devait, comme l'a remarqué J. BOURCART, couler en sens inverse, vers le NW. Aussi, l'Haliakmon, qui emprunta un ancien chenal lacustre pour quitter le Sillon et se diriger vers le NE, vers la mer Egée, dû de bonne heure entamer des gorges assez profondes dans les ophiolithes et les calcaires des monts du Vourinos qui n'étaient recouverts que d'une mince pellicule de sédiments lacustres.

Le cours de l'Haliakmon.

L'Haliakmon prend sa source dans les monts Grammos et se dirige d'abord vers le NW pour contourner les monts Voïon, oblique ensuite vers le SE puis vers le NE pour rejoindre l'axe tectonique du Sillon (fig. 75).

Jusqu'à l'aval du bourg de Nestorion, c'est un torrent profondément encaissé. Arrivé dans la plaine à l'W du lac de Kastoria (où il capture des affluents du Devoli, cf. J. BOURCART 1922, p. 155) il fait un nouveau coude à angle droit, adopte la direction SSE et se maintient dès lors approximativement sur la limite tectonique nord-orientale du Sillon. Cette localisation est évidemment d'origine structurale et se trouve en rapport d'une part avec le relèvement général des couches oligo-miocènes vers le SW, d'autre part avec de légers mouvements postérieurs qui ont affecté les sédiments lacustres.

Tout en conservant cette direction générale, l'Haliakmon décrit de nombreux méandres qui sont parfois encaissés, parfois de formation récente; certains d'entre eux sont abandonnés (Pl. XII, fig. 6). Ces méandres montrent que l'Haliakmon a été, depuis son établissement, qui est assez récent, un fleuve à pente relativement faible, travaillant modérément.

Le grand coude par lequel l'Haliakmon, arrivé aux collines des Khassia, quitte le Sillon et se dirige, profondément encaissé, vers le NE, est, nous venons de le voir, le résultat de l'épigénie par ce fleuve d'un ancien chenal lacustre. Ce changement de direction est la conséquence indirecte de la surrection post-miocène du compartiment S du grand accident transversal Servia-Péri-



Fig. 75. Réseau hydrographique du sillon méso-hellénique en Macédoine.

Pointillé: formations du Sillon; hachures.

Croisées: terrains plus anciens.

On distingue aisément:

- les cours d'eau conséquents, descendant, du SW au NE, les pentes structurales des couches oligo-miocènes;
- le cours moyen, NW-SE, de l'Haliakmon, rejeté au bord NE du Sillon;
- le coude de l'Haliakmon et le début de son cours inférieur, SW-NE;
- les cours d'eau obséquents, parallèles à la direction des couches, établis dans les marnes stampiennes à la bordure SW du Sillon, en contre-bas du Pinde (cours initiaux de l'Haliakmon et du Sarandaporos, Zuzelitikos, haut-Vénétikos).

stéri. Les gorges que le fleuve a dû creuser entre le mont Vounassa et le Flam-bouron (prolongation du Vourinos) sont spectaculaires; au pied du monastère de Zabordas, elles ont plus de 200 m de profondeur (Pl. XII, fig. 1 et 2). Un peu plus loin, le fleuve traverse l'axe calcaire des monts du Vourinos par des gorges impraticables. Pourtant, la surface villafranchienne ayant une altitude inférieure à 700 m, il y avait ici, à l'origine, un obstacle moindre que celui

que présentaient les collines des Khassia qui s'élèvent à plus de 800 m, à l'exception du col récent d'Hagiophyllon. Dans ces collines, les rivières ont creusé énergiquement et les vallées sont encaissées.

Résumé et conclusions.

Le relief actuel de la partie orientale du Sillon a été sculpté à partir de la surface plane des dépôts lacustres villafranchiens.

Depuis cette époque, l'érosion y a travaillé modérément, la pente du terrain demeurant faible. Des terrasses importantes témoignent de temps d'arrêt dans le creusement. Ces temps d'arrêt sont redevables en partie à l'intersection temporaire du cours de l'Haliakmon par le glacier du Vounassa, en partie aux étapes de la surrection relative de cette région par rapport à la mer Egée, nouvellement formée.

Bien qu'ayant atteint, par suite de la surrection générale de la péninsule l'altitude de 600 m environ, nous verrons que, par rapport aux montagnes qui l'encadrent, la partie axiale du sillon méso-hellénique représente une région de moindre surrection, de subsidence relative.

Ce caractère est encore plus net dans la partie thessalienne du Sillon, où se sont accumulées de grosses épaisseurs de Quaternaire.

Vers le NW, les mêmes caractères morphologiques se poursuivent en Albanie et jusqu'au sillon miocène où le Mati «se fraye passage dans une vallée à pente très faible... où... une ancienne plate-forme a été découpée secondairement en une série de buttes arrondies avec jusqu'à quatre niveaux de terrasses» (J. BOURCART 1922, p. 140).

Les régions correspondant au sillon méso-hellénique montrent donc des caractéristiques morphologiques très homogènes.

CHAPITRE II

LA CHAÎNE LIMINAIRE DU MASSIF PELAGONIEN

Les monts Askion et ceux du Vourinos, tout particulièrement leurs régions calcaires, offrent aux regards des formes arrondies, extraordinairement bien modelées (Pl. II, fig. 2 et Pl. XII, fig. 5).

Cette topographie, qui résulte certainement d'une longue évolution, n'est pourtant pas la plus ancienne qui ait été conservée sur ces montagnes. En effet, plusieurs sommets sont aplatis et représentent les restes d'une surface antérieure qui devait être mollement ondulée et se rapprocher d'une pénéplaine, bien qu'elle comportât encore des sommets. Sur les calcaires, elle est de type karstique et, bien que l'érosion différentielle soit intervenue par la suite, on peut encore voir en certains endroits (entre Blasti et Kastoria) un passage biseauté des calcaires aux schistes.

Cette ancienne surface, dont les restes ont été portés à différentes altitudes par le jeu des fractures, doit être antérieure à l'érosion éocène qui a alimenté la sédimentation du Flysch. En effet, elle ne se raccorde nulle part au soubassement de la série oligo-miocène du Sillon, laquelle s'est déposée en transgression sur une surface érodée pendant l'Eocène. On est donc contraint de rapporter la haute surface au moins au Crétacé supérieur, ce qui confirmerait qu'en dehors du détroit de Kozani, ces montagnes n'ont pas été recouvertes par la transgression crétacée.

Ces lambeaux d'une topographie crétacée ont une extension très réduite et ne peuvent être aperçus que d'un point de vue élevé. Ils sont interrompus de tous côtés par les pentes délicatement sculptées qui furent mentionnées un peu plus haut ou, parfois, sont coupés par des vallées plus récentes (Pl. XII, fig. 4).

La perfection du modelé des flancs de la partie calcaire des monts Askion surprend en raison de leur nature lithologique. En fait, c'est la présence des calcaires qui a permis la conservation d'une morphologie ancienne qui résulta d'un travail prolongé et d'un régime climatique différent du régime actuel. Sur les schistes et les péridotites, l'érosion a continué son oeuvre et les formes sont plus jeunes.

Le découpage de la surface crétacée a dû commencer à la faveur des surrections qui, nous l'avons vu, se sont produites de ce côté du Sillon dès le Danien. Il s'est poursuivi au cours de l'Eocène et le pied des pentes nouvellement sculptées s'ennoie sous les dépôts oligo-miocènes. Ceci s'observe notamment, vers 800 m d'altitude, aux environs de Vogatsikon (SE du lac de Kastoria); la surface supérieure, avec ses vallons suspendus, est tranchée ici à une altitude relativement basse, voisine de 1.250 m.

Après un ralentissement correspondant au dépôt des marnes stampien-

nes, nous avons vu que l'érosion a repris avec violence au cours de l'Aquitainien, pour s'atténuer dès le Burdigalien. C'est cette longue histoire, alliée à des conditions climatiques spéciales (abondance des conglomérats, galets de gros calibre) qui doit être à l'origine du remarquable modelé des monts Askion.

Après l'émersion définitive du Sillon, à la fin du Miocène, l'établissement du régime fluvial qui a suivi a laissé des traces sous la forme de ruptures de pentes ou de replats qui se rencontrent, aux environs de 1000 m, aussi bien sur les calcaires que sur les péridotites du Vourinos. C'est sur un tel replat, au S de la vallée sèche de Porta, que j'ai découvert les galets granitiques mentionnés à propos du Pontien (2e partie, chap. VI); les dimensions de ces galets (près d'un mètre de diamètre) témoignent de la puissance des cours d'eau de cette époque.

Le déblaiement du Sillon au cours du Pliocène, l'approfondissement de sa vallée axiale, ont provoqué une reprise de l'érosion sur les montagnes adjacentes et le creusement de vallées à versants plus raides que les précédentes (Pl. XII, fig. 4). Le lac villafranchien s'est ensuite avancé assez profondément dans ces larges vallées et y a laissé ses dépôts.

L'érosion régressive des affluents de l'Haliakmon n'a que rarement atteint les monts Askion ou ceux du Vourinos, dont le pied est encore protégé par le glacis lacustre. Seul leur versant E qui est tourné vers la cuvette d'effondrement de Ptolémaïs et de Kozani - Servia subit, à l'heure actuelle, un rajeunissement actif, en raison du jeu de failles récentes. Aussi, à l'exception de ces rebords de compartiments faillés, ne distingue-t-on pas, en règle générale, sur les montagnes calcaires, des formes qui puissent être attribuées spécifiquement à l'érosion post-villafranchienne.

Dans les régions de schistes et de péridotites, le travail des eaux a continué sur les pentes préexistantes. Les seuls repères possibles résident dans les traces glaciaires.

Les régions calcaires ont dû supporter des glaciers suspendus de type karstique, qui ne donnaient lieu ni à un écoulement sous-glaciaire, ni à une vallée fluvio-glaciaire, ni à des moraines frontales (cf. CVIJC, 1917). Ces glaciers ont occupé les grands cirques et les cuvettes à fond relativement plat qui s'étendent au S du Siniatsikon, vers 1.100-1.400 m, bien en contre-bas de la surface crétacée.

Dans les régions schisteuses, les traces glaciaires ont été en grande partie oblitérées par l'érosion postérieure. La dépression de Blasti, qui fut occupée par un lac aujourd'hui capturé, est sans doute l'oeuvre d'un glacier. Divers lambeaux de replats glaciaires, où sourdent de nombreuses sources, jalonnent, vers 1.300 m, les parois des cirques qui divergent à partir de la crête principale de Moriki, au NW de Blasti. Ces cirques, dont on peut reconnaître encore la forme en auge, devaient contenir des glaciers suspendus, installés sur les restes de la surface oligo-miocène; ils sont aujourd'hui largement entamés par l'érosion régressive que favorise la présence des schistes cristallins. Le processus est facilement observable. Les ruisseaux serpentent un temps dans les prés, puis s'encaissent dans des ravins qui s'élargissent et s'approfondissent rapi-

dement pour rejoindre le fond des larges vallées qui datent du Pliocène (puisque leur partie inférieure est colmatée par les dépôts villafranchiens).

Résumé.

La chaîne liminaire du massif pélagonien, qui borde le sillon méso-hellénique au NE, montre encore les restes d'une ancienne surface qui remonte au Crétacé.

Cette ancienne surface (qui est portée à des altitudes diverses par suite du jeu postérieur de compartiments faillés), fut entamée dès l'Eocène puis, à plusieurs reprises, au cours de l'Oligocène et du Miocène, dont les dépôts s'appuient sur des pentes qui recourent la surface primitive ; les pentes correspondant à cette érosion présentent, surtout sur les calcaires, un modelé très évolué.

A la suite de la surrection du massif ancien au Pontien, de l'évacuation du Sillon par la mer et du creusement de sa vallée axiale, le relief éo-oligo-miocène a été entaillé par une nouvelle érosion qui s'est poursuivie jusqu'au Villafranchien. Depuis le retrait des lacs plio-quatérnaires, aucune reprise de l'érosion ne s'est produite, sauf sur les bords des reliefs dûs à des failles récentes. Vers le Sillon, le pied des montagnes et le fond des vallées sont encore colmatés par les dépôts lacustres ; par contre, l'érosion a continué son travail sur les parties hautes de la chaîne, suivant le rythme des variations climatiques, perfectionnant le modelé déjà atteint. Des glaciers suspendus se sont établis sur les restes des anciennes surfaces et sur les têtes des anciennes vallées qui n'avaient pas été atteintes par l'érosion pliocène. Ils ont contribué à la conservation et au modelé de ces anciens reliefs.

CHAPITRE III

LE SW DU SILLON ET LE PINDE SEPTENTRIONAL

Le Pinde a subi, à des époques récentes, des déformations beaucoup plus importantes que les régions précédentes. Aussi, le creusement des vallées y fut-il plus intense et les traces des stades morphologiques passés y présentent de grands écarts d'altitude.

Parmi la multiplicité des reliquats d'anciennes topographies, nous chercherons à dégager des niveaux repères en procédant à partir des régions que nous venons d'étudier.

La moitié SW du Sillon.

A l'W de l'ancien lac plio-quaternaire, les couches oligocènes et miocènes, qui se relèvent régulièrement vers le SW, ont été assez bien arrasées postérieurement à leur plissement, c'est-à-dire vers l'époque pontienne. Il en résulta une surface topographique au modelé adouci, dont les vestiges demeurent à l'WNW de Grévéna, à plus de 1.100 m d'altitude.

Cette ancienne surface, aujourd'hui très disséquée, fut creusée une première fois de larges vallées qui ont laissé des terrasses d'érosion à quelque 100 ou 150 m en contre-bas de la première. Ces terrasses s'abaissent vers le tronçon transversal du Vénétikos (par lequel cette rivière, obséquente jusqu'alors, rejoint l'Haliakmon) jusqu'aux environs de 800 m. Il y avait là un seuil, où passait, autrefois comme de nos jours, le grand collecteur des cours d'eau qui descendaient du Pinde.

Ces terrasses du second cycle se raccordent entre elles et forment une surface en pente qui va s'ennoyer sous les sédiments lacustres villafranchiens. Cependant, ceux-ci pénètrent dans des vallées qui sont en contre-bas de cette surface et, notamment, dans la vallée du Vénétikos (fig. 76); ils s'y prolongent par une terrasse fluviale (comme on peut l'observer dans d'autres vallées transversales, par exemple dans celle de la Pramoritsa, SW de Tsotilion, où l'on distingue longtemps une belle terrasse à l'altitude de 700 - 730 m). La seconde surface était donc déjà entamée par des vallées au moment de l'établissement du lac villafranchien; elle résulte d'un cycle d'érosion qui date du Pliocène inférieur, tandis que la première remonte à l'arasion pontienne qui a suivi immédiatement les plissements post-helvétiques.

Deux mouvements de bascule se sont donc produits et ont relevé encore, au cours du Pliocène, le bord W du Sillon par rapport à son axe structural. D'après ce que nous savons, ces mouvements durent être en rapport avec l'établissement du fleuve puis du lac qui occupèrent la partie la plus déprimée du Sillon.

Les rivières actuelles, notamment le Vénétikos, ont atteint, comme l'Haliakmon, des niveaux inférieurs à celui de la surface lacustre. Diverses terrasses matérialisent, ici aussi, les étapes du creusement quaternaire.

Cependant, comme on peut le constater dans toutes les vallées transversales, ces terrasses sont plus écartées, et le creusement est, à l'heure actuelle, plus intense, dans la moitié occidentale du Sillon que dans ses parties centrale et orientales; la surrection y a donc été plus vigoureuse et le mouvement de bascule qui a caractérisé l'évolution tectonique du Sillon depuis le Miocène s'est poursuivi au Quaternaire.

En résumé, on distingue :

- 1) l'arasement pontien ;
- 2) le modelé de larges vallées au Pliocène inférieur ;
- 3) le creusement antévillafanchien ;
- 4) des terrasses villafanchiennes ;
- 5) le recreusement quaternaire et actuel.

Le rebord du Pinde.

Nous savons qu'à la limite entre le Pinde et le Sillon, les couches oligocènes se redressent brusquement. Cette limite dût être le siège de mouvements postérieurs au premier plissement (Pontien), qui se soldèrent par de nouvelles surrections du côté Pinde. En effet, les couches oligocènes redressées sont biseautées, mais les cours d'eau venant de l'W sont coupés de chutes ou de rapides en passant du Pinde dans le Sillon.

La bordure SW du Sillon est suivie, à l'intérieur de celui-ci, par une série de rivières subséquentes, installées dans les marnes stampiennes et coulant alternativement dans des sens opposés. Ce sont (fig. 75), du NW au SE (sens d'écoulement indiqué entre parenthèses) : le haut Haliakmon (NW), le haut Sarandaporos (SE)¹, le Zuzelitikos (NW) et le Vénétikos (SE). Plus loin, le Karasi a un cours également subséquent et longe le fond du « golfe de Krania », avant de pénétrer à nouveau dans les ophiolithes et de rejoindre le Vénétikos par un brusque coude vers l'E.

Depuis le haut Zuzelitikos, qui provient du Flysch des environs de Samarina et pénètre par des rapides dans le Sillon, tous les affluents de droite du Vénétikos tombent en cascades ou par des rapides dans la vallée de celui-ci. Les chutes les plus importantes sont celles du Smixiotikos, au passage des calcaires du Strivo : la dénivellation y mesure environ 200 m.² La gorge qui

1. Contrairement aux autres rivières, le Sarandaporos fait un coude vers l'W, quitte le Sillon, franchit en des gorges profondes mais praticables la bande ophiolithique, et va rejoindre l'Aoos.

Ce cours résulte d'une capture par le versant adriatique, capture qui fut facilitée par l'absence de gros massifs ophiolithiques à ce niveau de la chaîne.

2. Le fond de la vallée, en amont des gorges, se trouvant à plus de 900 m, l'érosion a été beaucoup retardée dans le bassin de cette rivière; le Flysch de la demi-fenêtre de Samarina y présente des formes exceptionnellement douces.

traverse l'extrémité SE des calcaires d'Orliakas va de pair avec une chute de 80 m. Rappelons enfin que la gorge de Pétra tou Pistani, près de Kakoplèvre (cf. 3^{ème} partie, chap. IV) présente aussi des cascades imposantes, bien qu'elle aboutisse dans les serpentines et non dans les marnes stampiennes: ce qui montre bien que la lithologie ne peut suffire à expliquer ce profil des rivières.

Au SW de cette limite tectonique, on trouve également des restes d'une ancienne surface qui présente des caractères identiques à ceux de la surface du second cycle décrite plus haut; elle est disséquée de manière tout à fait comparable à celle-ci, mais elle est, en moyenne, plus élevée. En face de la trouée du Vénétikos, entre les villages de Spiléon et de Monahition, elle supporte des prés et des champs et oscille entre 1000 et 1.100 m, contre 800 m un peu plus à l'E, de part et d'autre du Vénétikos; se trouvant elle-même en contre-bas des crêtes principales, elle se raccorde à de hautes vallées très évoluées qui ont subsisté dans le Pinde, principalement vers les cols et qui constituent toujours les endroits les plus charmants de ces montagnes, des oasis de prés verts et de ruisseaux tranquilles en butte aux attaques de l'érosion régressive.

Le Pinde Septentrional.

Le Pinde se signale par l'existence de ravins récents beaucoup plus profonds et plus encaissés que ceux des régions qui ont été considérées jusqu'ici. On y trouve aussi les hautes vallées mentionnées un peu plus haut.

Le premier cycle d'érosion.

Ces hautes vallées, bien que fossiles, ne représentent pas la plus ancienne surface topographique qui ait laissé des traces dans le Pinde; le profil de leurs versants montre qu'elles sont entaillées dans une surface plus ancienne encore dont les vestiges sont représentés par des sommets aplatis (l'un des plus caractéristiques est celui du Mavrovouni) ou des méplats assez effacés qui se trouvent un peu en contre-bas de certaines crêtes, elles-mêmes arrondies. C'est en contre-bas d'un tel méplat, accroché vers 1.500 m, au flanc N du Chioli (suite du Dokimi, 10 km SE de Métsovon) et qui porte le nom caractéristique de «Patoma» c'est-à-dire «étage», que j'ai trouvé les gros galets formés de schistes cristallins, de conglomérats probablement permien et de calcaires à Orbitoïdes mentionnés au chapitre VI (2^{ème} partie).

Ce replat se trouve en relation topographique normale, sans rupture de pente, avec la crête qui le surmonte; par contre, il est coupé par les versants recreusés de la vallée, elle-même fossile, du haut Kastaniotikos, qui se trouve à 1.200 m environ et qui est victime de captures de la part des torrents initiaux du Baltas (affluent de droite du haut Pénée). Par sa position, ce replat correspond approximativement à une ancienne et très large vallée et on ne peut le raccorder qu'aux sommets mentionnés plus haut; celui du Mavrovouni, par

exemple, est sectionné par des pentes qui aboutissent à la haute vallée de l'Aoos, ou Politsès, également fossile, contemporaine de celle du Kastaniotikos. Cette haute surface remonte au Pontien. En effet, bien que le Pinde — la «ride pindique» — ait subi les premières attaques de l'érosion tout de suite après sa formation, au début de l'Oligocène, les déformations post-miocènes ont été, ici, trop importantes pour avoir laissé subsister grand'chose de la topographie résultant de l'érosion puissante qui a alimenté en produits détritiques les mers du Sillon et du Flysch ionien. Le relief de la ride pindique devait se raccorder aux couches oligo-miocènes. Or celles-ci sont redressées et arrasées, biseautées avec leur soubassement¹. En outre, le transport de galets provenant des massifs anciens des zones internes exige que le Sillon ait été exondé et que l'altitude du Pinde ait été, à cette époque, comme nous l'avons déjà remarqué, inférieure à celle des massifs anciens. Le creusement postérieur, qui se poursuit encore, confirme que le Pinde a subi, depuis le Pontien, une surrection qui fut de quelque 1.000 m supérieure à celle qui affecta le Sillon.

Le second cycle.

Contrairement au cycle précédent, le second cycle comprend encore des vallées, à savoir les hautes vallées fossiles qui ont été mentionnées à deux ou trois reprises. Celles-ci se rencontrent un peu partout dans le Pinde et, si elles sont généralement à trop haute altitude pour être occupées par des villages sédentaires, elles jouent un rôle important car elles constituent des voies de passage naturelles et des lieux de pâturage. Aussi portent-elles des noms qui comprennent souvent les mots «livadia» (pâturage) ou «kambos» (plaine) diversement qualifiés, enfin «poulitsa» ou «politsès», mots qui désignent, comme celui de «polje», dont ils proviennent, de petites plaines au sein des montagnes.

Les terrasses cultivées de Monahition, en bordure du Sillon, ont leur pendant sur les flancs des massifs ophiolithiques qui leur font face à l'W, au-dessus de Micro-Livado. On peut les suivre vers le S jusqu'au grand seuil de Kambos Despote qui sépare morphologiquement le bassin de l'Haliakmon de celui du Pénée, bien qu'il soit coupé par la gorge rectiligne du Labanovou, tributaire du Pénée, qui a ainsi élargi son bassin. Vers l'W, en remontant d'autres gorges de captures, on atteint la jolie vallée qui s'étend entre Trago Pétra et Mégali Pétra, au S de Miléa. Celle-ci se trouve déjà à 1.400 m d'altitude. Presqu'à la même hauteur, de l'autre côté du faite du Pinde, on découvre la

1. Je n'ai observé qu'un seul reliquat de ce relief anté-oligocène et encore ne se trouve-t-il pas à proprement parler dans le Pinde (du point de vue structural). Il se présente à l'extrémité E du mont Kratsovon (E de Kakoplèvre) et forme une face de cet éperon de péridotites que nous avons attribué au soubassement exhaussé du Sillon (cf. 3^e partie, chap. IV). Ce fragment de surface est incliné vers le NE comme les marnes stampiennes auxquelles on peut le raccorder par la pensée, mais il présente un modelé très doux qui n'est compatible, surtout lorsqu'il s'agit de péridotites, qu'avec une faible pente. Il a été relevé vers le SW en même temps que la série oligo-miocène et est rongé de tous côtés par les faces rugueuses de la montagne actuelle.

plus étendue de toutes ces vallées fossiles, celle des Politsès, maintes fois mentionnées dans les chapitres précédents (Pl. XI, fig. 1 et 2).

Les Politsès ne représentent pas qu'une seule vallée, mais tout un «pays perché» de quelque 40 km², situé entre 1.350 et 1.580 m, comprenant des collines boisées de hêtres, des prés humides, parfois marécageux, mal drainés par de tranquilles ruisseaux au fond desquels guettent, pinces ouvertes, des écrevisses géantes.¹ Ces ruisseaux se rassemblent pour former de petites rivières un peu plus rapides rejoignant toutes l'Aoos, fleuve qui, comme on le sait, traverse une partie de l'Albanie pour rejoindre l'Adriatique.

Cependant, le «pays perché» des Politsès est de tous côtés en butte aux attaques violentes des affluents de l'Arakthos. La figure 2 de la planche XI, qui représente le cirque initial du Metsovitikos, donne une idée de la différence de régime entre les deux bassins versants et de l'absence totale d'obstacle matérialisant la ligne de partage des eaux. Le rebord SW des Politsès, de son côté, domine de 900 m le lit du Metsovitikos. Enfin, au point où l'Aoos va quitter son paisible bassin initial pour pénétrer dans les gorges qu'il a taillées dans les péridotites du Tsouca Rossa, il passe à 1 km environ d'un affluent de l'Arakthos et aucun obstacle important ne l'en sépare. La capture est donc inévitable et il ne serait pas sans intérêt de planter quelques poteaux afin de mesurer la vitesse de progression du second et d'évaluer le temps nécessaire pour que l'Aoos soit coupé de ses sources.

Les Politsès nous fournissent une image de ce que fut le relief avant qu'il ne subit les atteintes du ravinement récent. L'existence de crêtes reliques dans Zagoria et de vallées suspendues sur le versant N des monts Lakmon ne laissent aucun doute à cet égard. La conservation de cette large étendue de relief fossile a une cause lithologique : elle est due à la résistance offerte à l'érosion par les péridotites saines que traverse à deux reprises l'Aoos en aval des Politsès. Au sortir de ces gorges, l'Aoos se trouve à une altitude tout aussi réduite que l'Arakthos, soit environ 500 m, et creuse avec autant de vigueur le Flysch de la région d'Elevtéron, entre le Smolika et le massif de Tymphé; il traverse ensuite l'angle N de celui-ci, encaissé dans des gorges gigantesques que le rebord du Tymphé domine de 1.900 m.

Ce cours singulier de l'Aoos ne peut s'expliquer que par épigénie. Il est inconcevable avec le relief et la configuration lithologique actuels. L'Aoos est l'héritier d'un cours d'eau de la surface d'arasion pontienne, dont la localisation, d'origine structurale, était déterminée par la remontée vers le SW des écailles de la nappe ophiolithique et sans doute par les cassures de celles-ci, comme c'est le cas pour la vallée qui se trouve au NE du Mavrovouni (cf. 3^{ème} partie, chap. III : le secteur central). Entre le Smolika et le Tymphé, la dépression d'Elevtéron devait être entièrement comblée par le bourrelet de Flysch.

Toutes les vallées fossiles que nous venons de considérer datent du Pliocène, comme nous avons pu le voir par leur raccord avec l'ancien seuil du Vénéitikos. Par comparaison avec ce qui s'était passé au SW du Sillon, on peut être certain que leur dissection était déjà avancée au villafranchien.

1. Grande variété, spéciale aux Balkans.

Les glaciations.

Les restes des vallées pliocènes reçurent les glaciers qui descendirent des sommets lors de la première et principale glaciation.

Les traces de cette glaciation sont visibles à la surface des Politsès, surtout le long du pied du Mavrovouni: topographie moutonnée, espaces marécageux parfois circulaires (angle N sous Aspra Litharia), moraines démantelées, terrasses fluvio-glaciaires, à gros éléments. On les retrouve, à la même altitude mais entaillées par l'érosion, dans les vallées suspendues du versant N des monts Lakmon (au-dessus du village d'Anthochori), dans le cirque oriental, très boisé, du Tsouca Rossa et, sur le versant E du Pinde, au-dessus de Smiksi et de Samarina.¹

Les vestiges d'une première glaciation descendent jusque vers 1.200 m; au-dessous de cette altitude, ils ont été déblayés par l'érosion postérieure. La seconde glaciation a, par contre, laissé des traces beaucoup mieux conservées, situées à plus haute altitude et principalement sur les versants N et E des montagnes. On y trouve de nombreux petits lacs subsistant encore ou vidés récemment par un goulot étroit: sur le versant N des monts Lakmon, au-dessus des moraines de la glaciation précédente (moraines latérales, médianes, puis frontale avec lac), sur les faces NE du Mavrovouni, du Salatoura, de l'Avgo, du Vassilitsa et surtout, bien entendu, sur le pourtour du plus haut sommet, le Smolika où des champs de neige subsistent encore pendant l'été et dont le flanc NE est découpé en cirques sauvages entourant plusieurs petits lacs. De petites moraines frontales proches des sommets (vers 1.800, 1.900 m) résultent d'un dernier stade de retrait.

C'est semble-t-il, à la période interglaciaire qu'il faut rapporter les accumulations considérables d'éboulis plus ou moins consolidés que l'on trouve en maints endroits de la chaîne, notamment sur les flancs du Mitsikéli, au pied du Zygos (en face de Metsovon), le long du Mavrovouni, etc., Ces éboulis sont postérieurs aux vallées pliocènes, car ils descendent plus bas qu'elles, mais sont néanmoins assez anciens, car ils n'atteignent pas le fond des vallées actuelles et sont eux-mêmes ravinés. Ils témoignent d'un épisode au climat rude et sec favorisant la désagrégation des montagnes, mais dont les précipitations étaient trop réduites pour assurer l'évacuation des débris.

En raison du bon état de conservation des traces de la seconde glaciation, il est légitime de les rattacher, comme l'a fait CVIJIC, au stade würmien.

L'érosion quaternaire.

Les vallées actuelles sont, en moyenne, à 600 m en contre-bas des vallées pliocènes. Cette puissante érosion s'est effectuée, comme partout, en plusieurs étapes, et ce processus discontinu ou, au moins, irrégulier, a laissé sa marque soit sous forme de terrasses (terrasse supérieure de 400 m dans la vallée du

1. Seuls les endroits comprenant des dépôts importants ont été portés sur la carte; les traces glaciaires ont une extension beaucoup plus grande.

Pénée, terrasses inférieures à cailloutis), soit sous celle de fragments de versants s'emboîtant en étages successifs dont les plus élevés ont les pentes les moins fortes (cirque de Metsovon, front NW du Péristéri).

Les terrasses inférieures sont fréquemment élevées de plusieurs mètres au-dessus du lit des rivières, et l'époque actuelle correspond sans doute à une accélération du creusement.

Résumé.

Le relief du Pinde est, contrairement aux régions précédentes, caractérisé par un creusement quaternaire très important, atteignant plus de 600 m et qui est la conséquence du soulèvement relatif de l'axe de la chaîne, de l'accentuation des pentes de ses versants tant vers le Sillon méso-hellénique que vers la Mer Ionienne.

On distingue, dans la région du Pinde, une surface supérieure dont le relief devait être assez mou et qui est le reliquat du modelé de la chaîne alors qu'elle avait subi les plissements post-miocènes mais non point les surrections qui s'ensuivirent. On peut donc la dater de l'époque pontienne.

De larges vallées assez douces furent sculptées dans cette surface au cours du Pliocène, puis reprises elles-mêmes avant le Villafranchien.

Pendant le Quaternaire, la surrection relative de la chaîne s'est poursuivie avec des temps d'arrêt. Chaque surrection provoquait l'accentuation de la pente des cours d'eau et la reprise de l'érosion tandis que les temps d'arrêt permettaient l'élargissement des vallées et la sculpture de versants plus évolués dont on retrouve la trace sous forme de terrasses et de fragments de pentes rongées par les ravins secondaires actuels.

Les glaciers descendant des hautes surfaces ont surtout occupé les restes des vallées pliocènes.

CHAPITRE IV

CONCLUSIONS DE L'ETUDE MORPHOLOGIQUE

L'étude morphologique a confirmé la spécificité des trois régions que nous avons distinguées dès le début.

La seule région où l'on trouve la trace de surfaces très anciennes est le massif pélagonien, qui n'a subi, au moins depuis l'Eocène, que des mouvements verticaux; ce sont les fractures post-miocènes qui ont déterminé la répartition des éléments majeurs du relief, bassins d'effondrement et horsts. Les effondrements sont peut-être la conséquence de la surrection excessive des zones internes avant les plissements pontiens. On y reconnaît encore une surface crétacée, bien qu'elle soit portée à diverses altitudes et qu'elle ait été en majeure partie détruite par l'érosion nouvelle qui s'est poursuivie surtout à l'Eocène, à l'Aquitainien puis au Pliocène.

Le sillon méso-hellénique représente sur toute sa longueur une région de moindre surrection, de subsidence relative. Ce caractère s'accorde avec l'hypothèse que nous avons avancée concernant sa constitution profonde, à savoir que son soubassement serait constitué uniquement par les roches ultra-basiques, roches particulièrement denses.

Depuis le Villafranchien, la partie axiale (orientale du Sillon) est demeurée solidaire de la lisière occidentale du massif pélagonien.

Au contraire, sa partie occidentale a été entraînée par l'ascension de la chaîne du Pinde, qui s'est poursuivie depuis les plissements pontiens. A partir de cette époque, la chaîne du Pinde s'est soulevée de beaucoup plus de 1.000 m par rapport au sillon méso-hellénique: les vallées actuelles sont, dans l'axe de la chaîne, de 1.000 à 1.200 m en contre-bas de la première surface pontienne. Celle-ci devait être elle-même en contre-bas du Sillon, puisqu'on y trouve des galets provenant des zones internes.

Cette surrection relative de l'axe de la chaîne aboutit à un mouvement de bascule de son versant oriental, auquel participa la moitié occidentale du Sillon; ce mouvement entraîna l'accentuation des pentes et la reprise du creusement. Accessoirement, on peut remarquer que la structure du Sillon, la remontée des couches oligo-miocènes vers le SW est en partie due à ce mouvement de bascule récent; mais en partie seulement, car les pendages de 20° en moyenne que l'on y observe aboutiraient, dans l'axe de la chaîne, à une surrection de 6.000 m environ. La remontée symétrique des calcaires du massif de Tymphé vers le NE est sans doute partiellement redevable à la même cause.

La surrection plio-quadernaire de la chaîne du Pinde doit sans doute être mise en relation avec le réajustement de l'équilibre isostatique à la suite de l'approfondissement de sa racine «sialique», consécutive de l'ultime constriction pontienne.

CINQUIEME PARTIE

PETROGRAPHIE

INTRODUCTION

Buts et méthodes de cette étude.

Nous connaissons déjà, par la description succincte qui en a été donnée au Chapitre III de la seconde partie de ce travail, les roches éruptives basiques et ultrabasiques de notre région. Nous savons que ces roches sont assez diverses et comprennent, se suivant apparemment dans un certain ordre (exemple du Vourinos), des péridotites, des gabbros, des dolérites et des roches microlithiques; en nous fondant sur des observations de terrain, et suivant en cela l'opinion de certains auteurs, mais non point de tous, nous avons groupé ces roches différentes en une seule unité sous le nom d'ophiolithes, ou de cortège ophiolithique.

Afin de pouvoir apprécier la place et le rôle de cet ensemble dans la série stratigraphique, la paléogéographie et la structure de la chaîne, nous avons dû ébaucher une hypothèse sur la genèse et les conditions de mise en place des roches qui le constituent. Nous avons admis que ces dernières pouvaient être issues d'un puissant épanchement magmatique sur le fond de la mer, épanchement qui se serait produit à la faveur d'un épisode antétectonique, à la limite du socle anciennement plissé du massif pélagonien et du géosynclinal pindique. C'est ainsi que paraissent s'expliquer de la manière la plus satisfaisante les relations géologiques des ophiolithes: association constante, sur le terrain, des roches grenues, doléritiques et microlithiques; absence d'une couverture métamorphique; dépôt des radiolarites directement sur les roches éruptives, plus spécifiquement sur les roches microlithiques; enfin, la présence d'un soubassement sédimentaire faiblement métamorphisé, sur lequel les ophiolithes reposent en concordance, ce qui paraît être le fait d'une avancée magmatique qui se serait produite sur le fond de la mer, en l'absence de poussées orogéniques.

Cependant, cette hypothèse conservait en quelque sorte un caractère provisoire jusqu'à ce qu'elle soit confirmée (voire infirmée) par l'étude pétrographique. Les buts de l'étude qui va suivre apparaissent donc clairement et peuvent être définis de la manière suivante:

a) en premier lieu, la description pétrographique de ces roches n'a point été entreprise systématiquement dans notre région et reste donc à faire; le complexe étudié offre une telle variété que cette partie de la tâche sera loin d'être épuisée;

b) la question cruciale est celle de l'unité du cortège ophiolithique. Nous

chercherons donc à vérifier que ses diverses roches font bien partie d'un même ensemble et ont une origine commune; dans ce but, nous nous appliquerons à suivre les variations pétrographiques, à saisir les passages entre les divers types de roches, surtout entre celles qui diffèrent par leur structure;

c) en admettant que le point «b» puisse être établi, nous tenterons de comprendre, en nous appuyant sur les résultats des observations pétrographiques, des analyses chimiques, etc., de quelle manière des roches aussi diverses peuvent avoir une origine commune, autrement dit quels peuvent être les processus de différenciation qui ont pu entrer en jeu dans la formation de ces roches;

d) enfin, revenant en quelque sorte à notre point de départ géologique, nous essayerons de situer cette catégorie particulière d'activité éruptive dans le développement orogénique, et de contribuer, après bien d'autres géologues, à la solution du problème que pose la liaison entre certaines roches et certaines phases de l'orogénèse.

La réalisation de ces objectifs ne s'accommoderait guère de la description successive des divers massifs éruptifs du Pinde et de la Macédoine occidentale; de telles descriptions seraient source de répétitions et de confusion. Nous adopterons donc un ordre pétrographique et considérerons successivement les diverses parties du cortège ophiolithique, depuis la base ultra-basique et grenue jusqu'aux roches microlithiques. Nous les grouperons, pour la commodité de l'exposé, en trois ensembles qui seront l'objet de trois chapitres:

- I Les roches ultra-basiques grenues.
- II Les roches basiques grenues et sub-doléritiques.
- III Les roches doléritiques et microlithiques.

Le quatrième et dernier chapitre sera consacré à une vue d'ensemble et aux conclusions.

Il sera essentiel, au cours de cette étude, de situer les diverses roches et d'orienter leurs variations par rapport à leur cadre géologique. Dans ce but, nous nous servirons principalement de deux sections transversales qui ont déjà été décrites et qui sont les plus complètes et les plus claires.

La première de ces sections est celle qui nous a déjà servi (chap. III, 2ème partie) à obtenir une idée succincte de la nature du cortège ophiolithique; située au NE du sillon méso-hellénique, elle consiste en un ensemble plongeant régulièrement vers le SW et comprenant, sur les calcaires triasiques et jurassiques, les péridotites du Vourinos, puis, au SW de celui-ci, les gabbros, dolérites et roches microlithiques qui affleurent dans les collines de Krapa et dans le lit de l'Haliakmon; ces dernières roches sont litées, et l'inclinaison de leurs lits correspond en gros au pendage des calcaires sous-jacents aux roches éruptives comme à celui des radiolarites et des calcaires crétacés qui les surmontent dans les collines de Krapa. Cette continuité des pendages garantit la régularité de cette coupe fondamentale.

La seconde section qui nous servira à orienter les variations des roches éruptives se trouve au SW du sillon méso-hellénique: c'est celle du secteur

central du domaine ophiolithique du Pinde septentrional, celle, notamment, qui nous est fournie par la vallée transversale du Miléotikos.

Dans cette coupe, moins simple que la précédente, la base primitive des ophiolithes n'apparaît pas, puisque celles-ci ont été charriées par-dessus le Flysch éocène. Un critère de position nous est cependant fourni par les formations oligocènes du Sillon, leurs couches de base, transgressives sur les ophiolithes, étant redressées vers le SW (fig. 68). Sous ces conglomérats de base, on retrouve, en progressant vers le SW (en remontant, par exemple, la vallée du Miléotikos), la succession des ophiolithes symétrique de celle du Vourinos: roches microlithiques, dolérites, gabbros, péridotites. On peut donc admettre — et nous l'avons déjà noté dans la partie tectonique, p. 257 — que la transgression oligocène s'est étendue sur les ophiolithes alors que celles-ci étaient encore à peu près horizontales, en dépit des translations qu'elles avaient subies lors de la phase tectonique majeure post-éocène.

En dehors des roches prélevées le long de ces deux sections, nous en examinerons d'autres à l'occasion, selon l'intérêt pétrographique qu'elles pourront présenter. La répartition de chaque type de roche dans les divers massifs de la région sera indiquée d'autant plus brièvement qu'elle a déjà été mentionnée dans les descriptions structurales.

Aperçu historique.¹

Ainsi que je l'ai indiqué au Chapitre II, l'existence des massifs ophiolithiques de notre région était connue, mais les roches qui les constituent n'avaient fait l'objet d'aucune étude pétrographique, en dehors d'une Note de J. PARASKEVOPOULOS (1948) sur les péridotites et les gabbros du Smolika et des Notes préliminaires que je leur ai moi-même consacrées (1940 a et b, 1950, etc.); le travail tout récent et très détaillé de K. ZACHOS (1953) sur les gisements de chromite du Vourinos comporte d'intéressantes indications sur les péridotites qui les contiennent.

Les autres massifs ophiolithiques de Grèce ont été également peu étudiés, en dépit de leur importance dans la géologie de la péninsule. La première étude microscopique paraît être celle de F. BECKE (1878) qui décrivit un certain nombre d'échantillons qui lui avaient été communiqués par NEUMAYR. A. LACROIX (1898) signala le premier une péridotite fraîche (non serpentinisée), provenant des environs de Corinthe, et nota l'association (dans les conglomérats issus des massifs basiques) de cette roche avec des gabbros et des roches microlithiques.

J. DEPRAT (1904) étudia les divers pointements de roches basiques et

1. Cet historique complète celui qui a été donné au Chapitre III, 2^{ème} partie, lequel était exclusivement axé sur la question de l'âge et des relations géologiques des ophiolithes. Des indications d'intérêt historique sont aussi données dans le même chapitre à la suite de la description du Vourinos (p. 77). On se bornera donc ici aux travaux spécifiquement pétrographiques.

ultra-basiques qui se trouvent disséminés à la surface de l'île d'Eubée, dont Melle E. N. DAVI (1950) décrit à nouveau certaines péridotites.

En ce qui concerne le reste des Dinarides, il faut signaler le travail d'ensemble de J. M. ZUJOVIC (1893-1924) sur les roches éruptives de Serbie, celui de S. PAVLOVIC (1936) sur les roches éruptives du Zlatibor et quelques études plus restreintes (S. TUCAN, 1932, L. MARIC, 1933, etc.).¹

Outre les études spécifiquement pétrographiques, somme toute peu nombreuses, la plupart des géologues qui se sont intéressés à la péninsule balkanique ont apporté leur contribution à notre connaissance des ophiolites. Beaucoup d'entre eux ont été cités au Chapitre III, 2ème partie, et certaines de leurs opinions ont été rapportées ou même discutées (p. 65, 76 et suivantes). Il semble que l'on puisse dire — en faisant d'avance la part des exceptions — qu'il a existé un certain hiatus entre les études nettement pétrographiques d'une part, et les travaux ayant un caractère plus général, de l'autre. Les premières aboutissaient généralement à distribuer les diverses roches du cortège ophiolithique dans les casiers tout préparés de la classification très systématique de ROSENBUSCH. Les seconds adoptaient volontiers un terme général tel que «Serpentin-Schiefer-Hornsteinformation», dû à PHILIPPSON, ou celui de «Roches vertes», dû à SUESS, ce qui a pu contribuer à voiler l'importance, au point de vue géologique, de la diversité des roches du cortège ophiolithique.

Il n'en demeure pas moins que les résultats obtenus par la génération de géologues qui, notamment en Albanie et en Bosnie, s'est acharnée à comprendre les relations tectoniques des «Roches vertes», prises dans leur ensemble, nous permettent aujourd'hui d'orienter nos efforts vers la compréhension de l'origine première des ophiolites.

1. On ne peut manquer, ici, de rappeler l'importance capitale de l'ouvrage de C. BURRI et P. NIGGLI: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, Zurich 1945,

CHAPITRE I

LES ROCHES ULTRA-BASIQUES GRENUES

Nous grouperons sous ce titre les roches grenues constituées principalement d'olivine et accessoirement de pyroxènes, enfin celles qui, bien que contenant des feldspaths, présentent ceux-ci en association anormale avec des olivines et font encore partie du complexe ultra-basique.

Les péridotites du Vourinos.

L'exemple du Vourinos est le plus probant en ce qui concerne la position des péridotites à la base du cortège ophiolithique, puisque c'est le seul massif où les roches éruptives soient certainement en place sur leur substratum primitif.

Le Vourinos (sensu stricto, 1866 m, par opposition aux monts du Vourinos, qui englobent l'axe calcaire de la montagne) est constitué essentiellement de dunites et de harzburgites plus ou moins serpentinisées. Le point le plus intéressant à noter est la zonation qui se fait jour déjà dans ces roches, bien que d'une manière peu nette et surtout peu évidente en raison des teintes sombres assez uniformes qu'elles montrent sur le terrain.

J'avais déjà noté (1952 b, p. 20, § 2) une «tendance à la stratification» dans les «grosses masses de péridotites qui se trouvent à la base de l'ensemble» et l'avais figurée dans la coupe schématique du Vourinos (ibid. fig. 3). Mais cette disposition a été depuis lors établie par les recherches minutieuses, accompagnées de cartes à grande échelle et supportées par d'assez nombreux forages, qu'a exécutées K. ZACHOS dans cette montagne particulièrement rébarbative, en vue de localiser avec plus de précision les importants gisements de chromite qu'elle recèle.

K. ZACHOS distingue, dans les roches grenues de la région du Vourinos, trois zones étagées de la base vers le sommet, à savoir :

- a) une zone basale, formée essentiellement de dunites;
- b) une zone moyenne stratifiée caractérisée par la prédominance de péridotites à pyroxènes (surtout harzburgites) et par l'alternance de celles-ci avec les dunites;
- c) une zone supérieure qui comprend les gabbros; cette zone n'apparaît, comme nous le savons, que dans les collines de Krapa et le lit de l'Haliakmon; elle est restée en dehors des recherches de K. ZACHOS, qui en mentionne néanmoins l'existence.

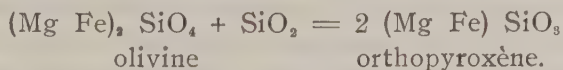
Reprenons rapidement l'examen des deux premières zones, la troisième faisant l'objet du chapitre suivant.

Zone basale. Les premiers mètres de roches éruptives qui surmontent immédiatement les calcaires de la partie axiale des monts du Vourinos ne montrent que des serpentines bleuâtres, laminées par les glissements qui se sont produits au voisinage du contact lors du redressement de l'ensemble. Au-delà des dix ou quinze premiers mètres, la roche devient compacte et noire; bien que d'aspect plus sain, elle est encore formée uniquement de serpentine (échantillon 208). Un peu plus haut, on commence à distinguer l'olivine; l'échantillon 207 (analyse I¹), prélevé à une trentaine de mètres des calcaires (ravin au-dessus de Paléokastro), se montre, au microscope, formé de grains d'olivine provenant de la dislocation et de l'écrasement de plages plus importantes. Les grains ont été déplacés; ils sont enserrés dans un mince réseau de serpentine, mais celle-ci est surtout développée dans de grandes fissures, apparemment plus tardives, où elle est, classiquement, accompagnée d'une poussière de magnétite. Il semble qu'il y ait ici la trace de deux temps de serpentinitisation dont le second, consécutif à des pressions mécaniques, a pu déplacer la serpentine antérieurement formée dans les fissures de l'olivine et qui paraît avoir servi de lubrifiant entre les grains.

Les pyroxènes sont totalement absents de cette roche, qui est donc bien une dunite. De toutes les roches analysées, celle-ci, dont le gisement se trouve le plus près de la base, est la plus riche en MgO (45, 40 %), la plus pauvre en silice (37, 30 %) et, de loin, la moins calcique (0,10 %). Si l'on décompte l'eau (7,70 + 0,30 %) du total, le pourcentage de magnésie atteint 50 %.

Les dunites de la zone basale se poursuivent, comme la structure de la région le laissait prévoir, le long de la bordure NE du Vourinos et sur les pentes orientales et méridionales du Flambouro (prolongement du Vourinos vers le SE, jusqu'au coude de l'Haliakmon). Elles comprennent d'importants gisements de chromite compacte. Ceux-ci soulignent parfois une *stratification magmatique* («magmatic bedding», K. ZACHOS, *op. cit.* p. 63) dont le pendage NW, indiqué par K. ZACHOS pour une localité du Flambouron, correspond bien au plongement des calcaires du Vounassa sous les péridotites (fig. 23, 2ème partie, chapitre III).

Zone moyenne stratifiée. Ce sont les pyroxènes orthorhombiques (enstatite), qui apparaissent les premiers en cristaux isolés parmi les olivines. On sait que leur présence indique, par rapport aux dunites, un léger excès de silice, puisqu'on peut passer de l'olivine aux orthopyroxènes par la formule :



L'apparition des orthopyroxènes, dont l'association avec l'olivine donne la roche que l'on a distinguée sous le nom de *harzburgite*, n'est pas définitive, puisque ce qui caractérise la zone moyenne stratifiée est l'alternance des péridotites à pyroxènes avec les dunites et la prépondérance des premières

1. Tableau III, p. 302.

2. Car, contrairement aux grains issus d'olivines normalement fissurées, leurs orientations sont diverses.

sur les secondes. Les lits sont en général très épais et peuvent avoir de 20 à 200 m (K. ZACHOS *op. cit.* p. 54). La chromite ne se trouve pas en amas compacts, les gisements de cette zone résultant de la plus grande concentration, le long de certains lits des grains de chromite qui sont normalement disséminés dans la masse de la roche, spécialement dans cette zone. Certains lits riches en chromite montrent une texture fluidale (K. ZACHOS, fig. 12) qui donne à pen-

T A B L E A U III

ROCHES GRENUES NON FELDSPATHIQUES

	I	II	III	IV
	207	25	231	410
SiO ₂	37,30	46,70	40,80	53,10
Al ₂ O ₃	1,40	2,06	2,55	2,70
Fe ₂ O ₃	3,90	3,40	3,35	1,90
FeO	3,40	3,25	2,50	3,50
MnO	0,10	0,13	0,15	0,25
MgO	46,40	40,50	36,80	21,00
CaO	0,10	1,90	2,70	16,00
Na ₂ O	0,05	traces	traces	0,05
K ₂ O	traces	»	»	traces
TiO ₂	0,15	0,25	0,20	0,15
P ₂ O ₅	traces	traces	traces	traces
H ₂ O 100°	0,30	0,45	0,80	0,45
H ₂ O combinée	7,70	1,50	10,50	1,30
CO ₂		traces	traces	
Cr ₂ O ₃		0,19	0,15	
	100,80	100,33	100,50	100,40

I: dunite de la base du Vourinos.

II: péridotite (lherzolithe) fraîche (non serpentinisée).

III: péridotite serpentinisée.

IV: pyroxénite.

ser que le fond sur lequel ils se sont accumulés avait une topographie plus ou moins irrégulière et que le minerai, plus lourd, s'est écoulé par gravité.

Nous voyons donc, dès cette zone, apparaître le litage et les alternances qui vont caractériser, avec encore beaucoup plus de netteté, la zone suivante; ainsi que la notion de variation statistique et non uniforme, déjà évoquée dans la description du chap. III (2ème partie); les dunites se retrouvent dans la zone moyenne stratifiée, mais les péridotites à pyroxènes y sont prédominantes.

Dans la partie supérieure des péridotites (bas des pentes occidentales du Vourinos), les pyroxènes sont parfois très abondants et leurs cristaux ont couramment des dimensions de l'ordre du demi-centimètre; aux orthopyroxènes

s'ajoutent des pyroxènes monocliniques : augite, variété dite diallage, à forts clivages parallèles à (100). La roche est alors une lherzolite.

On rencontre, en outre, vers ce niveau, des passées (lits ou filons : je n'ai pas observé d'affleurements qui m'aient permis d'en décider; les deux cas sont possibles et ne s'excluent nullement, ainsi que nous le verrons un peu plus loin) constituées uniquement de pyroxènes en cristaux d'assez grandes dimensions, atteignant plusieurs centimètres. Ces pyroxénites – ou diallagites, comme on a souvent tendance à les nommer en raison de la prédominance, réelle ou apparente, du diallage en beaux cristaux lamellaires vert-bronze – comprennent en réalité (échantillon 410, analyse IV, p. 302) des pyroxènes monocliniques et orthorhombiques, tantôt simplement juxtaposés, tantôt associés. La structure suivante paraît symptomatique (Pl. XIX, fig. 1) : une plage d'enstatite se prolonge à l'intérieur d'une plage d'augite par des inclusions vaguement hiéroglyphiques dont la taille diminue à mesure que l'on s'éloigne de la première plage pour n'être plus, bientôt, que de fines traces suivant les clivages; cependant, sur le bord opposé du pyroxène monoclinique, l'enstatite se retrouve, formant un fin liséré avec la même orientation que le premier cristal et les inclusions. Il semblerait donc que cette roche ait son origine dans un bain résiduel enrichi en Si et en Ca par l'extraction de l'olivine et assez voisin de l'eutectique enstatite-augite, avec une prépondérance de la première (que confirme la proportion en plaque mince comme le calcul basé sur la composition chimique). L'enstatite a cristallisé d'abord seule; puis très vite les deux minéraux se sont consolidés simultanément, l'augite cristallisant d'abord plus lentement, mais bientôt plus rapidement, que l'enstatite et un léger excès de celle-ci, tout le calcium et la silice en trop ayant été utilisés, demeurant sur la fin pour former le liséré.

Ces roches sont, dans le Vourinos, encore exceptionnelles. Nous les retrouverons prépondérantes sur les premières pentes des collines de Krapa, au-delà du glacier de terrains récents qui, malheureusement, cache les termes de passage qui eussent été les plus intéressants.

Les péridotites stratifiées du mont Kratsovon.

Des variations rythmiques s'observent sporadiquement dans les massifs péridotitiques du Pinde septentrional mais elles sont généralement voilées par l'écrasement et la serpentisation; celles que présente l'extrémité orientale du mont Kratsovon (ravin de Kakoplèvre, NW de Kalabaka) et que j'ai déjà signalées (1950 et *supra* p. 264-265) sont, par contre, très régulières. Cette régularité témoigne je le rappelle, de ce que cette partie du massif, située à l'intérieur du sillon méso-hellénique, a peu subi les contre-coups des mouvements orogéniques.

La stratification résulte, ici encore, d'alternances entre des dunites et des péridotites à pyroxènes. Des différences de dureté (dunites plus tendres), mettant certains lits en relief, aboutissent à des aspects curieux, évoquant certaines roches sédimentaires et, tout particulièrement, les bancs de grès et de marnes du Flysch (Pl. XVII, fig. 5).

Les péridotites à pyroxènes (Ech. 25, Pl. XVIII, fig. 1, Analyse II), et par endroits les dunites, présentent l'intérêt d'être parfaitement saines, sans trace de serpentisation, ce qui est très rare; les olivines sont à peine fissurées: ce sont là des signes supplémentaires de la faiblesse des efforts mécaniques qui se sont exercés sur ces roches.

Les pyroxènes sont des enstatites présentant des inclusions d'augite le long de leurs clivages. On admet que cette disposition témoigne d'un refroidissement très progressif, ayant donné le temps à une augite pigeonitique, formée en premier lieu, mais stable seulement à haute température, de se décomposer en enstatite d'une part, en augite de l'autre.

L'examen au microscope des passages entre les strates est décevant. La limite, saisissante sur le terrain s'estompe en lame mince, les deux parties étant minéralogiquement trop semblables. Les pyroxènes sont disséminés au sein des olivines et leur présence n'est donc pas immédiatement symptomatique, bien qu'ils paraissent plus densément répartis et grossièrement allongés le long de la limite. Des conclusions valables sur la nature exacte de la différence motivant le contraste entre les lits ne pourraient être atteintes que par l'emploi de méthodes statistiques nécessitant le prélèvement d'un nombre suffisant d'échantillons. La présence des feldspaths dans les roches que nous allons examiner au paragraphe suivant va nous fournir un matériel plus accessible à l'observation directe.

La sous-zone terminale du complexe ultra-basique: pyroxénites et troctolites.

a) Vourinos - collines de Krapa.

Les pyroxénites, qui sont encore une rareté dans le Vourinos, se retrouvent au pied des pentes orientales des collines de Krapa ainsi qu'à l'amont de la coupe fournie par l'Haliakmon, dont le cours est ici dévié vers l'W, en raison, précisément, de l'obstacle représenté par les roches éruptives des collines de Krapa.

Les pyroxénites se présentent ici principalement en lits très bien individualisés, dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre - ou de quelques mètres - et qui plongent assez fortement vers le SW. Ces lits s'observent au mieux dans la vallée de l'Haliakmon; ils alternent avec des péridotites serpentinisées à gros cristaux de pyroxène, ce qui confirme que l'on trouve bien, ici, la suite du Vourinos; la présence de petits gisements de chromite en grains est un indice supplémentaire de cette continuité. On a donc tout lieu d'admettre que le soulèvement de la dépression comblée de terrains récents qui sépare les collines de Krapa du Vourinos est en grande partie formé par les pyroxénites; la facilité avec laquelle celles-ci se délitent lorsqu'elles sont un peu altérées est sans doute l'une des causes de cette dépression; j'ai indiqué qu'en outre des failles sont à l'origine de la surrection des collines de Krapa.

L'alternance des pyroxénites avec des serpentines à gros cristaux de pyroxène a un autre intérêt: il y a là en effet, une preuve de ce que les deux ro-

ches sont contemporaines – autrement dit que les pyroxénites ne représentent pas des filons introduits dans une roche préformée –, qu'elles sont issues d'un même magma dont les possibilités de formation quasi-exclusive de périclote étaient presque épuisées et dans lequel l'enrichissement en Si, en Ca et accessoirement en Al, avait déterminé une propension à la formation de pyroxènes.

Pourtant des filons qui recoupent les lits précédents existent également. Ce sont aussi des pyroxénites, à peu près identiques à celles qu'ils traversent. J'y ai cependant noté la présence de plagioclases en faibles quantités, logés dans les interstices entre les grands cristaux de pyroxènes, ce qui les apparente aux roches que l'on rencontre un peu plus haut. Ces interpénétrations, sous des formes diverses (j'ai déjà mentionné, p. 76, les « brèches magmatiques ») de roches voisines – tant par leur situation que par leur composition – sont très fréquentes dans le cortège ophiolithique et nous aurons, à chaque niveau, à y revenir. Elles représentent l'une des traces du phénomène qui paraît fondamental dans la formation des ophiolithes : à savoir que la roche ne s'est pas prise en masse, que la consolidation s'est propagée vers le haut et qu'il y avait donc, jusqu'à la fin du processus, une phase fluide en présence d'une phase solide et la surmontant, pouvant donc y pénétrer dès que s'en offrait la moindre possibilité, la moindre fissure. Les bords flous des filons indiquent qu'il y eut une reprise des épontes par le matériel si voisin qui s'y trouvait injecté.

L'examen au microscope d'une pyroxénite de ce niveau (plaque 622) révèle une nette prépondérance du diallage sur l'enstatite dont les plages, relativement petites, sont souvent englobées dans les grandes plages du premier.

On voit par ce qui précède que, dans la région du Vourinos, le passage des périclotes à des types plus acides est particulièrement graduel puisqu'entre les premières et les roches à feldspaths s'insère toute la série des roches où les éléments disponibles sont normalement utilisés dans la formation de pyroxènes.

Les pyroxénites se rencontrent fréquemment dans le Pinde, et sous divers aspects; leur description n'ajouterait rien à ce que nous venons de voir, d'autant plus que les conditions de gisement manquent de clarté. On peut signaler en passant une roche assez singulière, provenant des environs de Périvoli – plaque 336 – et formée essentiellement par de l'enstatite montrant une seule orientation mais divisée en tranches par des bandes parallèles, visibles à l'oeil nu, de produits d'altération comprenant notamment un feutrage d'amphibole et du minerai de fer en petits grains rassemblés dans l'axe de la bande altérée. La roche primitive dut consister en une association entre l'enstatite et un minéral dont il n'y a plus trace.

Nous allons maintenant considérer un autre mode de passage des périclotes aux roches plus acides, qui est caractérisé par l'apparition précoce des feldspaths au sein même des périclotes – avec ou sans pyroxènes –, autrement dit par le développement des troctolites.

b) Les troctolithes de la vallée du Miléotikos et des régions voisines.

Des péridotites largement serpentinisées forment de gros massifs de part et d'autre du haut cours du Miléotikos, aux abords de la fenêtre de Miléa. En descendant la vallée vers le NE on voit apparaître, au sein des péridotites très noires, des lits plus clairs, mésocrates, comprenant une plus ou moins grande proportion de plagioclases et que l'on assimile, à première vue, à des gabbros.

Ces lits sont d'abord rares, mais ils deviennent plus fréquents vers le NE en même temps que leurs épaisseurs, qui peuvent aller de quelques centimètres à plusieurs mètres, montrent une tendance à l'accroissement. La limite entre eux et la péridotite encaissante est tantôt nette, d'apparence linéaire — et, dans ce cas, le lit simule un filon —, tantôt floue, la densité des feldspaths augmentant alors progressivement; parfois un de leur bords est net (et des observations encore trop peu nombreuses m'ont laissé l'impression que c'était surtout leur bord inférieur) tandis qu'au bord opposé les feldspaths s'égrènent peu à peu dans la péridotite. Ces passages feront l'objet d'examen plus détaillés un peu plus loin.

La disposition des lits appelle encore les quelques observations suivantes: les bandes feldspathiques ne sont point véritablement continues; on peut les voir souvent se terminer en biseau, parfois à leurs deux extrémités, formant alors une lentille très allongée. Il existe aussi des amas feldspathiques de formes diverses, qui peuvent être plus ou moins anguleux, comme dans le ravin du Labanovou (affluent de gauche du haut Pénée), où leur désordre évoque quelque brassage aboutissant à une sorte de brèche magmatique. Enfin, de véritables filons, qui recoupent obliquement les lits parallèles, s'observent dans la vallée du Miléotikos; tout ce qui a été dit à ce sujet à propos des diallagites de l'Haliakmon s'applique à ces filons formés, comme les roches qu'ils traversent, de troctolithes ou de gabbros à olivine très voisins.

Il est un type de gisement que ne présentent jamais les troctolithes: elles ne forment jamais de gros massifs homogènes, mais seulement des passées de formes diverses, dont les dimensions toujours réduites témoignent de l'instabilité de l'association qu'elles représentent, des conditions particulières qui doivent être réunies pour assurer leur formation.

L'examen au microscope jette quelques lueurs sur la genèse de ces roches.

La plaque 300, taillée dans un échantillon provenant de la vallée du Miléotikos, comprend un contact très net, d'apparence linéaire, entre les péridotites serpentinisées et un banc de troctolithes.

Les plagioclases, déterminés à la platine de Fedorow, révèlent une teneur d'un peu plus de 80 % d'anorthite; ce sont donc des bytownites. Vue au microscope, la limite est beaucoup moins nette qu'elle le paraît à l'œil nu; les plagioclases de la bordure sont imbriqués dans la péridotite, tandis que l'olivine en partie serpentinisée de celle-ci se prolonge sans aucun changement dans la troctolithe et s'insère parmi les feldspaths, lesquels englobent également quelques grains d'olivine, ce qui témoigne de la légère antériorité de ces derniers.

Les deux roches ne sont donc pas issues de deux phases de pétrogénèse distinctes; si elles ne sont point strictement contemporaines, du moins leurs formations sont-elles immédiatement consécutives. L'absence totale de pyroxène dans la troctolithe est remarquable et doit être mise en rapport avec le changement très brusque des conditions de cristallisation: dans les cas de passage que nous allons examiner maintenant, les pyroxènes interviennent en même temps que les feldspaths. L'association exclusive d'olivine et de feldspath est évidemment un cas limite.

L'échantillon 301 a été prélevé à quelques mètres du précédent, mais ici on peut voir sur le terrain les plagioclases envahir progressivement les serpentines pour former un lit mésocrate d'environ 1 m d'épaisseur, puis disparaître de même. La limite n'apparaît donc point sur la plaque mince, mais celle-ci, taillée dans la zone de quelques centimètres où les feldspaths deviennent plus nombreux, n'en est pas moins digne d'intérêt.

L'olivine a incontestablement cristallisé en premier lieu, se trouvant en grains arrondis englobés par les autres minéraux (il est inutile de souligner que dans les péridotites, les cristaux d'olivine, parfaitement imbriqués les uns dans les autres, sont évidemment anguleux). On a l'impression que les grains d'olivine préformés sont restés, ici, suspendus ou lentement mobiles dans un bain qui, loin de les nourrir, était susceptible de les attaquer.

Les pyroxènes sont peu abondants, mais leurs plages sont parfois assez grandes; les uns sont orthorhombiques, les autres monocliniques (augite, variété diallage, angle $2V = 72^\circ$); nous examinerons leurs rapports un peu plus loin.

Les plagioclases, très calciques comme ceux de la plaque précédente, sont abondants et leurs cristaux jointifs s'insèrent entre les autres minéraux; ils semblent avoir été, en gros, les derniers formés.

Cette plaque présente, bien développée, une particularité fréquente dans ce type de roche et qui se manifestait, à un moindre degré, dans la plaque précédente: certains minéraux sont entourés par des liserés réactionnels qui témoignent des conditions d'équilibre instable qui ont présidé à la formation de la roche et qui ont continué à se manifester par la suite dans le voisinage incongru d'olivine et de feldspaths.

Ces liserés, dont la fig. 2, Pl. XVIII, représente un exemple, sont formés principalement d'orthopyroxène et d'une amphibole incolore. La formation du premier paraît contemporaine de la cristallisation de la roche, tandis que la seconde est certainement d'origine secondaire.

Les plages d'olivine de la fig. 2, Pl. XVIII, qui sont englobés dans les plagioclases, sont entourés par un filet d'une amphibole incolore, calcique, voisine de la trémolite. Ce filet prend une épaisseur appréciable en certains endroits (extrémité fourchue de la grande plage d'olivine); ses bords sont nets et il présente la même orientation — avec d'infimes variations — autour de l'une et de l'autre plage d'olivine (ainsi qu'autour d'une troisième qui se trouve en dehors de la figure), bien que ces dernières soient, de leur côté, d'orientations différentes. Ces caractères ne s'accordent pas avec l'hypothèse d'une épigénisation

de l'olivine en amphibole; cette dernière paraîtrait plutôt provenir de la transformation d'un liseré primaire d'orthopyroxène dont il reste quelques traces formant deux cornes à l'extrémité du grand cristal d'olivine et qui a vraisemblablement pris naissance vers la fin de la prise des plagioclases, par réaction entre l'olivine et les parties voisines du bain feldspathique.

La figure 77 représente une autre partie de la même plaque où, outre l'olivine et les plagioclases, se trouve une grande plage de pyroxène monoclinique (augite, grand angle $2V$, variété diallage); les liserés d'orthopyroxène et d'amphibole y sont distincts.

L'orthopyroxène «e» (enstatite) se trouve en un large liseré à l'extrémité des clivages du diallage, entre celui-ci et l'olivine «p». Les clivages des deux pyroxènes sont dans le prolongement les uns des autres, l'extinction droite

différenciant nettement l'enstatite. Un peu de cette dernière se retrouve à l'autre extrémité du diallage, mais non point au contact d'une olivine; au-delà d'un feldspath altéré «f», l'enstatite se développe en une grande plage qui n'a plus rien d'un liseré, mais qui possède la même orientation que les fragments précédents. La première bande d'enstatite, son moulage sur le diallage (alignement des clivages, limite en «dents de scie») évoque une réaction, mais son étalement en une plage normale montre que s'il y a eu réaction, elle fut incontestablement orthomagmatique. La succession paraît avoir été analogue à celle évoquée plus haut: autour d'olivines préformées et étrangères au milieu dans lequel elles baignaient — venues probablement en «pluie» de régions supérieures —, cristallisation d'un bain excessivement enrichi en Si, Ca et Al, qui fournit les plagioclases et les pyroxènes monocliniques mais qui, en même temps, attaque les olivines (d'où leurs formes arrondies ou cornues); sur le tard, lorsqu'une bonne partie du bain est consolidée, le Mg-Fe résultant de cette attaque se trouve à nouveau en excès et déclenche la formation de l'enstatite en liserés ou en

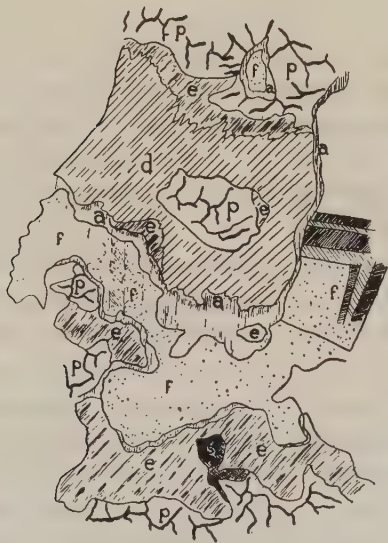


Fig. 77. Liserés et pseudo-liserés dans une troctolithe (Echantillon 301);

p : péridots (olivines); f : plagioclases calciques plus ou moins altérés; d : augite (diallage); e : enstatite en plages et pseudo-liserés résiduels; a : amphibole (actinote) en véritables liserés de réaction secondaire; s : spinelle.

plages sinueuses. Le pyroxène monoclinique, notamment, «passe» à l'orthopyroxène au voisinage de l'olivine.

Quant à l'amphibole — incolore, peu réfringente, à petit angle d'extinction, actinote calco-magnésienne —, elle forme de véritables liserés, généralement minces, toujours au contact des plagioclases, d'une part, tandis que de l'autre, ils bordent l'un quelconque des minéraux ferro-magnésiens; au bord

inférieur du diallage, où le liseré est large, il est criblé de restes d'orthopyroxène qui dut y être épigénisé en amphibole. L'origine secondaire de cette dernière, qui va de soi du fait que ses conditions de formations sont très différentes de celles qui président à la naissance des autres minéraux, est, en outre, attestée par des bords assez peu nets et par d'infimes variations concentriques qui ne se perçoivent qu'à la limite des extinctions. Il y a lieu de penser que le développement du minéral hydraté qu'est l'amphibole est contemporain de la serpentinitisation.

L'échantillon 322, originaire d'un autre gisement de troctolites litées, celui de Pétra Phidhi (ou Pierre Serpent, à cause de l'aspect de la roche), escarpement traversé en gorges par le Baltas, affluent de droite du haut-Pénée, montre un passage intéressant des troctolites aux péridotites. Cet échantillon, que la fig. 3, Pl. XVIII, représente en grandeur naturelle (surface polie), fut prélevé à la partie supérieure d'un lit de troctolites. La pointe inférieure de l'échantillon fait encore partie de ce lit et ne comprend que des plagioclases calciques et de l'olivine. On voit que, vers le haut, les plagioclases deviennent en minorité, comblant seulement les vides entre les grains d'olivine arrondis, puis qu'ils disparaissent, le remplissage des vides incombant alors à un minéral grisé qui est de l'augite-diallage; celle-ci est quasiment monocristalline, ayant partout la même orientation, en-dehors du petit amas un peu plus clair isolé au tiers supérieur de la figure. Vers le haut, les pyroxènes disparaissent à leur tour presque totalement et l'on revient à la péridotite qui est la roche principale du massif.

Outre trois plaques minces, trois analyses chimiques ont été pratiquées dans cet échantillon: analyse VII (p. 310) dans la péridotite, VIII dans la partie intermédiaire riche en pyroxène (dont on avait enlevé à la main, après un premier broyage, les feldspaths restés en-deça du trait de scie), IX dans la partie feldspathique. La proportion de SiO_2 restant à peu près constante, on constate une progression de Al_2O_3 , surtout entre VIII et IX: 1,50, 3,65, 11,80; de CaO , surtout entre VII et VIII: 3,15, 7,60, 8,75; une réduction régulière de MgO : 36,20, 30,80, 25,00 et de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$: 10,10, 8,40; 6,80; les alcalis, très en retrait, ne marquent une légère progression que dans IX: 0,10, 0,10, 0,45 (dont 0,15 de K_2O).

Les variations minéralogiques rassemblées dans cet échantillon 322 apparaissent comme très caractéristiques de l'évolution du bain résiduel dans lequel les olivines se trouvent, ici, à l'état de corps étrangers attaqués — et non nourris — par le milieu ambiant dans lequel elles devaient, si l'on en juge par les densités, tomber lentement. La formation de plagioclases une fois déclanchée dans un bain enrichi en Al et Ca (nous verrons un peu plus loin de quelle manière cet enrichissement a pu se produire), cette cristallisation se poursuit en appauvrissant le bain en ces mêmes éléments, surtout en Al, jusqu'à ce que soit atteinte la composition du pyroxène aluminocalcique. La formation de celui-ci continue d'appauvrir le bain en Al, mais surtout en Ca, jusqu'à ce que les grains d'olivine puissent être à nouveau nourris, ce qui entraîne le retour à la péridotite primitive.

On peut se demander, à juste titre, pourquoi cette sériation plagioclase-pyroxène au lieu de la consolidation simultanée d'un mélange eutectique pour donner (en dehors des grains d'olivine) un gabbro. Cette dernière éventualité

TABLEAU IV
TROCTOLITHES

	V	VI	VII	VIII	IX
		311	322 a	322 b	322 c
SiO ₂	37,66	40,74	39,70	41,55	39,20
Al ₂ O ₃	6,60	24,00	1,50	3,65	11,80
Fe ₂ O ₃	5,50	1,45	5,90	4,55	2,35
FeO	2,90	1,50	4,20	3,90	4,45
MnO	0,13	0,14	0,14	0,10	0,13
MgO	31,00	13,30	36,20	30,80	25,00
CaO	4,75	12,40	3,15	7,60	8,75
Na ₂ O	traces	0,45	0,10	0,10	0,30
K ₂ O	»	0,05	traces	traces	0,15
TiO ₂	0,20	0,25	0,25	0,20	0,15
P ₂ O ₅	0,10	0,06	0,06	0,05	0,06
H ² O 100°	0,90	0,40	0,32	0,35	0,35
H ₂ O combinée	10,00	5,80	9,00	7,70	7,90
CO ₂	traces	traces	traces	traces	traces
Cr ₂ O ₃					
	99,74	100,54	100,52	100,47	100,59

V et VI : troctolithes respectivement pauvre et riche en éléments blancs¹.

VII, VIII, IX : trois analyses dans l'échantillon 322, voir texte page 309 § 2.

est en effet le plus souvent réalisée et le cas que nous venons d'examiner est un cas limite exprimant avec une grande finesse le processus de consolidation où la prise en masse cède le pas à la propagation graduelle de la phase solide vers le haut, avec toutes les possibilités de différenciations locales, éphémères, qu'une telle progression peut comporter.

Les autres questions se rapportant à ces observations, notamment celles concernant les raisons possibles de la formation de lits à plagioclases plutôt que, plus normalement, de lits à pyroxènes, comme dans la série du Vourinos,

1. Les analyses V et VI ont été pratiquées dans deux troctolithes, l'une très pauvre et l'autre très riche en plagioclases. Il est inutile de souligner que les résultats n'ont rien d'inattendu mais eussent été, dans les deux cas très différents si les échantillons avaient été prélevés à quelques décimètres de distance.

seront envisagées un peu plus loin, dans le cadre des considérations générales sur la formation du complexe ultra-basique.

Ajoutons, pour terminer, que la vallée du Miléotikos montre le passage aux gabbros par la multiplication des lits à plagioclases et la récession correspondante des péridotites.

Considérations générales sur la formation du complexe ultra - basique.

a) Rôle de la gravité.

Le rôle de la gravité dans l'accumulation des péridots et la formation de grosses masses de péridotites ne pourra être apprécié qu'en considérant l'ensemble des phénomènes de différenciation dans le complexe ophiolithique et en particulier ceux qui ont pu permettre la naissance des olivines dans un magma encore fluide. Aussi y reviendrons-nous dans le dernier chapitre de cette étude.

On peut cependant noter dès à présent que l'intervention de la gravité apparaît dans la répartition générale des roches dans le cortège ophiolithique, celles formées des minéraux les plus denses se trouvant à la base du système. La chute des olivines et leur accumulation sur le fond d'une venue magmatique a été établie dans bien des cas dont l'un des plus célèbres est celui du sill de Palisade (Etat de New York). D'autres exemples sont cités au chapitre IV. Les olivines arrondies, isolées au sein des plagioclases ou des pyroxènes et qui apparaissaient comme des «corps étrangers», semblaient bien avoir été saisies, au cours de leur chute, par la consolidation du milieu qui les entourait.

b) Limites de l'explication par la gravité.

La seule accumulation passive de cristaux d'olivine préformés ne peut en aucune façon suffire à expliquer la formation des massifs ultra-basiques qui viennent d'être décrits. En effet, il est au moins deux ordres de faits dont il ne peut être ainsi rendu compte :

En premier lieu, l'existence des lits de roches différentes et le fait que la variation qui mène des péridotites à des roches moins denses n'est pas graduelle, mais est soumise à des alternances rythmiques, la variation globale étant, comme il a été dit, une question de statistique ;

En second lieu, le fait que, dans les péridotites fraîches, les cristaux d'olivine sont parfaitement jointifs, ce qui implique nécessairement qu'ils ont été nourris, donc qu'ils ont, au moins en partie, cristallisé sur place.

c) La question de la consolidation de l'olivine.

En vertu de ce qui précède, on doit admettre que, même s'il y a eu des cristaux d'olivine préformés (ce qui est probable), une partie de l'olivine des péridotites s'est consolidée sur place à partir du bain ambiant. La formation exclusive d'olivine ou même d'olivine et d'enstatite exige des températures élevées.

La possibilité de ces hautes températures a été mise en doute par de nombreux auteurs. A l'appui de ce doute, on cite souvent une expérience due à R. B. SOSMAN (1938). Cette expérience a été pratiquée sur un morceau de charbon cokéfié par son inclusion dans un dyke de péridotite de 4 à 5 pieds de large qui traverse une veine de charbon au fond d'une mine des environs de Pittsburg. L'inclusion se trouvait à 15 cm du bord, région où la roche éruptive montrait les effets d'un refroidissement rapide par une diminution de la dimension des grains. L'auteur introduisit un fragment de ce coke dans un tube de Pyrex dans lequel il fit le vide puis qu'il soumit à des températures croissantes; il constata ainsi que les matières volatiles recommençaient à se dégager vers 500° C et en conclut que le charbon et, par conséquent, le magma qui l'avait englobé, n'avait guère dépassé cette température ou, tout au plus, une température de quelque 600°. A moins qu'il n'ait été tenu compte de corrections dont il n'est pas fait mention dans la discussion de l'expérience, on ne peut s'empêcher de noter que le fait qu'elle ait été pratiquée dans le vide alors que la cokéfaction primitive dut se produire à une pression de plusieurs centaines d'atmosphères (augmentée peut-être de la pression due à l'expansion des gaz), en fausse la portée. A haute pression, en effet, la température atteinte par l'inclusion de charbon peut avoir été très supérieure à celle à laquelle les gaz ont commencé à se dégager dans le vide.

Il semble donc que, jusqu'à preuve du contraire, rien ne s'oppose à ce que les cristaux d'olivine qui avaient pu prendre naissance dans la totalité du volume de magma présent (probablement par suite, comme nous le verrons plus loin, du départ des éléments volatils ou hyperfusibles) aient pu achever leur cristallisation sur le fond de la poche magmatique aux dépens du magma résiduel qui les entourait; autrement dit, qu'il n'y a pas lieu de recourir à l'hypothèse compliquée (BOWEN N. L., SCHAIRER F., 1933) d'une «purée» de grains d'olivine suspendus dans un magma n'ayant qu'un rôle de lubrifiant, avec lequel l'olivine n'aurait eu aucun rapport génétique.

d) La séparation d'un magma péridotitique est-elle possible?

Si la ségrégation par cristallisation de la roche péridotite à partir d'un magma suffisamment magnésien, mais au demeurant de composition indéfinie, n'offre pas de difficultés théoriques, à condition d'admettre les températures adéquates, il existe aussi des cas — d'ailleurs relativement rares — qui paraissent bien exiger la séparation d'une phase fluide ayant la composition d'une péridotite; c'est celui, notamment de certains dykes et de trainées, d'apparence filonienne, de péridotites qui, en raison de leurs petites dimensions et de l'absence de roches dérivées, ne peuvent s'expliquer par la ségrégation sur place¹. Ainsi, certains petits affleurements (de l'ordre de quelques décamètres) de serpentines ou même de péridotites pourraient s'expliquer par des injections provenant de la base de la venue ophiolithique principale et descendues dans des fissures

1. Certaines «injections» serpentineuses doivent avoir une origine tectonique. Cf. note infra-paginnle 1, p. 66.

de son soubassement. Le problème a une certaine importance et a inquiété divers pétrographes (cf. HESS H. H. 1938). La difficulté réside dans le caractère extrême et assez étroitement défini de la composition d'une péridotite, à plus forte raison d'une dunite.

S'il paraît impossible que des liquides silicatés se séparent et que l'une des parties atteigne d'emblée la formule exacte d'un minéral (Mg_2SiO_4), une telle séparation peut cesser d'être impensable si l'on envisage, dans leur déroulement dynamique, une série de processus faisant intervenir des changements d'états.

Considérons en particulier une masse magmatique analogue à celle que nous avons été amenés à mettre à l'origine du complexe ophiolithique qui nous occupe: de grande dimension, de composition basique moyenne, arrivée assez brusquement en surface et reposant, en sa plus grande partie, sur un substratum solide. Il s'y produira, sous l'effet de la détente, un double courant, l'un, ascendant, de matières volatiles, l'autre, descendant, formé par les cristaux des matériaux les moins fusibles et les plus denses - péridot, chromite - qui ont précipité du fait du départ des minéralisateurs. L'afflux de ces minéraux dans les régions inférieures doit y provoquer un déséquilibre entre la phase fluide et la phase solide qui s'y trouve dès lors en excès. La température et la pression étant, à chaque niveau, données, le rétablissement de l'équilibre implique que la composition du bain se rapproche de celle des solides en excès. On peut donc concevoir que vers la base de la poche magmatique, au voisinage du front de consolidation, où n'interviennent plus les apports de matières volatiles, la composition du bain puisse se rapprocher suffisamment de celle d'une péridotite pour nourrir les cristaux d'olivine ou même, d'une manière fugitive - immédiatement avant la prise - atteindre celle d'une dunite.

Si la séparation d'un «magma péridotitique» ne paraît pas impossible dans les conditions données - celles d'une poche magmatique limitée vers le bas - on ne voit pas qu'elle devienne plus aisément concevable lorsqu'on la situe à quelques dizaines de km à l'intérieur du géoïde, pour former une «couche péridotitique», dont l'existence est pourtant admise très généralement.

e) Litage et rythmicité dans le complexe ultra-basique et les ophiolithes en général.

La partie supérieure du complexe ultra-basique (comme aussi la partie inférieure de la zone des gabbros) est la plus favorable à l'étude et à la compréhension des alternances rythmiques de roches différentes qui constituent l'une des caractéristiques les plus remarquables du cortège ophiolithique. Dans les péridotites, les bancs sont très épais et leurs limites peu distinctes, tandis que dans les zones supérieures le litage est souvent troublé, à moins que l'amplitude des alternances ne soit réduite à l'ordre de dimension des minéraux: on n'a plus affaire alors à des roches associées, mais à une seule roche à structure litée pouvant présenter des analogies d'aspect avec certaines roches cristallophylliennes. (Pl. XVII, fig. 1 et 2).

Le caractère le plus constant des stratifications dans les roches éruptives

est, nous l'avons vu, le parallélisme entre elles et la base du complexe éruptif. Cette concordance se retrouve, et nous y reviendrons au chapitre IV, dans tous les massifs éruptifs stratifiés - Duluth, Stillwater, ophiolites de Syrie, etc. Le fait que la masse magmatique ait été limitée vers le bas par un fond solide joue donc un rôle déterminant dans la genèse des alternances. Une seconde condition apparaît comme nécessaire à savoir que la consolidation totale du magma se soit propagée de bas en haut, ce qui paraît inévitable dans une masse de la dimension supposée (qui est en outre mauvaise conductrice de la chaleur et de grande chaleur spécifique, cas des roches basiques) lorsque les matériaux consolidés sont plus denses que la phase fluide dont ils émanent. Une troisième exigence a été mentionnée aux paragraphes b) et c) : c'est que la masse solide ne résulte pas de l'accumulation de cristaux préformés, mais se trouve dans un rapport génétique actif avec la phase fluide qui la surmonte. La quatrième condition, qui est réalisée à coup sûr, est que la phase fluide présente un degré de viscosité susceptible de ralentir les échanges. Une dernière condition est que la phase fluide représente un mélange de minéraux possibles et non un seul minéral potentiel; nous avons vu au paragraphe précédent que cette condition offre d'autant plus de probabilités de réalisation qu'on s'éloigne de la base de la masse magmatique.

Ces conditions particulières étant réalisées, les alternances doivent résulter du jeu des lois générales qui gouvernent la cristallisation, à savoir : 1), que la cristallisation est un phénomène doué d'une certaine inertie qui se manifeste par le retard à la fusion et à la cristallisation (surfusion); or, l'inertie est à l'origine de tout phénomène périodique; 2), que les possibilités de groupement de la matière en cristaux sont discontinues; 3), que dans un mélange fondu de deux corps non miscibles à l'état solide, celui des deux qui est en excès sur la proportion eutectique cristallise d'abord. Ainsi, le processus étant déclenché et la surface de la phase solide jouant le rôle de centre de cristallisation pour le minéral en excès, les régions immédiatement supérieures vont s'enrichir des composants de l'autre minéral possible (ou des autres minéraux possibles) et la viscosité empêchera que cet enrichissement ne soit aussi rapidement compensé. Cependant, **en raison** de l'inertie, le point d'eutexie sera dépassé et la cristallisation de l'**autre** minéral ne commencera que lorsque celui-ci sera à son tour en excès.

On voit que le phénomène sera normalement périodique, si aucun facteur de trouble n'intervient - un brassage excessif, par exemple. On peut même prévoir certaines des lois qui le régiront. Par exemple, que plus les minéraux possibles seront de compositions voisines, plus l'amplitude des périodes sera grande: c'est le cas de l'olivine et de l'enstatite dans les alternances de dunite et de harzburgite du Vourinos; au contraire plus on se rapprochera des conditions de formation de minéraux fixant des ions différents, plus les alternances seront rapides: c'est ce que l'on constate dans les gabbros. Pour une même composition chimique, on peut prévoir que les fréquences se trouveront accélérées en fonction soit de la viscosité, soit de la vitesse de cristallisation, pour finalement disparaître (dolérites); c'est ainsi que sur la fig. 2, Pl. XVII, on peut constater que les lits les plus épais (fréquence moindre) correspondent à des cristaux plus

grands, donc formés plus librement – soit plus lentement, soit dans un bain moins visqueux, où les échanges étaient plus faciles. Ces variations de grain, fréquentes surtout dans les niveaux supérieurs du cortège ophiolithique, posent d'ailleurs un problème supplémentaire; on peut y voir le résultat d'enrichissements temporaires en minéralisateurs, mais il est possible que la chaleur libérée lors de phases de cristallisation rapide ait pu contribuer à ralentir périodiquement la consolidation.

Notons, pour terminer, que si les grains d'olivine paraissent avoir été, en quelque sorte, omniprésents dans les régions inférieures, on peut souvent constater dans les gabbros (chapitre suivant) que l'ordre de cristallisation des minéraux vérifie la loi régissant la consolidation des solutions; suivant le lit considéré, c'est le minéral en excès, quel qu'il soit, qui s'est formé le premier.

f) Comment peuvent s'expliquer les troctolithes?

La succession que montre le Vourinos est normale: péridotites, pyroxénites, gabbros. C'est celle que l'on retrouve dans d'autres grands massifs ultrabasiques, tel celui de l'Oural, dans le grand dyke de Rhodésie, etc. Par contre, l'apparition soudaine de plagioclases en milieu ultra-magnésien est évidemment surprenante; en effet, avant d'en arriver à un plagioclase, il existe des possibilités pour l'aluminium de s'intégrer dans des bâtis cristallins comprenant Mg: pyroxènes alumino-calciques ou même grenats. Si les seconds n'interviennent nulle part dans nos péridotites, les premiers interviennent normalement et exclusivement dans le Vourinos et ailleurs; aussi l'apparition des troctolithes doit elle être déterminée par les conditions de gisement.

Une remarque de J. de LAPPARENT (1946) paraît pouvoir ouvrir la voie à une explication de la différence des successions pétrogénétiques. On sait que dans le bâti cristallin de l'anorthite, dont la formule s'écrit structuralement $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, tous les Al se trouvent, comme les Si, au centre de tétraèdres de 4 demi-oxygènes, chaque O servant à deux tétraèdres voisins et l'appoint de valence (Al est trivalent) étant apporté par le Ca bivalent; dans les pyroxènes, dont le bâti comprend essentiellement des tétraèdres d'oxygènes en chaînes où 2 sur 4 O sont partagés (d'où la formule Si_2O_6 pour chaque tétraèdre), l'introduction d'une ou plusieurs molécules de Al_2O_3 impliquera que la moitié seulement des Al se trouvera, comme les Si, en position de tétracoordination au centre d'un tétraèdre d'oxygènes: ainsi une augite de formule moléculaire $3\text{CaO} \cdot 8(\text{MgFe})\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{SiO}_2$, s'écrit structuralement $3\text{Ca} \cdot 8\text{MgFe} \cdot 3\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_{36}$, la moitié seulement des valences des Ca servant d'appoint aux Al tétracoordonnés. Dans les grenats, enfin, qui contiennent effectivement certaines péridotites (lherzolites des Pyrénées), l'assemblage cristallin est construit autour de trois tétraèdres complets SiO_4 (soit Si_3O_{12}) et l'aluminium, comme tout autre métal trivalent, sera toujours entouré par 6 oxygènes; le calcium, s'il est présent, ne jouera aucun rôle feldspathique.

Or, ainsi que l'a remarqué J. de LAPPARENT, l'introduction d'un atome d'Al au centre de 4 O plutôt que de 6 et l'utilisation d'un gros atome de Ca comme appoint de valence ont comme résultat d'augmenter le volume moléculaire.

laire de l'édifice cristallin; ainsi, pour reprendre l'exemple cité par J. de LAPARENT, le volume moléculaire d'un grenat alumineux et calco-magnésien (tel qu'il s'en trouve dans certaines péridotites) de formule $2\text{MgO CaO Al}_2\text{O}_3 3\text{SiO}_2$, d'une part, et, d'autre part, celui de la somme du péridot 2MgO SiO_2 et de l'anorthite $\text{CaO Al}_2\text{O}_3 2\text{SiO}_2$, ou l'on retrouve exactement les mêmes éléments, seront entre eux dans le rapport 121 sur 145. L'augmentation du volume dans le second cas est due essentiellement à la tétracoordination de l'aluminium et au rôle feldspathique du calcium dans l'anorthite et ce type d'organisation correspond à un moindre tassement des atomes, avant tout des atomes d'oxygène.

Les considérations qui précèdent permettent donc d'attirer l'attention sur l'influence probable de la pression sur le jeu de l'aluminium et du calcium au cours de la pétrogénèse; et l'on peut prévoir qu'en l'absence d'alcalins (dont la présence facilite la formation de feldspaths, d'autant plus qu'à l'extrême albite, par ex., $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8$ — un tétraèdre sur quatre, seulement, est occupé par un Al), des pressions réduites favoriseront la formation de plagioclases, des pressions moyennes celle de pyroxènes alumino-calciques, tandis que l'apparition, assez rare d'ailleurs, de grenats indiquera que la péridotite qui les contient a dû consolider à une assez grande profondeur.

Si l'on revient maintenant à la différence entre la série à pyroxénites du Vourinos et la série à troctolithes (le plus souvent, notons le, plus ou moins gabbroïques) de la vallée du Miléotikos et de ses abords, on aperçoit une possibilité de faire intervenir des différences de pression ayant pu être à l'origine de ces deux évolutions divergentes.

En effet, les troctolithes du Miléotikos se trouvent à peu près à mi-chemin entre le bord SW du domaine ophiolithique du Pinde et le sillon méso-hellénique, et même un peu plus près de ce dernier (fig. 68). Or on se souvient (2ème partie, conclusions du chap. III) que la disposition des principaux massifs ultra-basiques du Pinde nous avait amenés à supposer que le magma avait pu, après son extrusion, s'accumuler dans l'axe de la fosse du Pinde-Olonos en ne laissant sur les pentes orientales de celle-ci qu'une épaisseur relativement faible de roches éruptives qui ont pu, par endroits, être presque réduites aux dolérites, ou bien qui ont fait place, par suite de l'érosion, aux grandes fenêtres du Pinde. Si l'épaisseur est demeurée plus grande dans le secteur central, zone d'approfondissement transversal, il n'est pas exclu qu'elle ait pu être suffisamment réduite pour provoquer la détente susceptible d'accélérer la formation des plagioclases. Aucun amincissement de cette sorte n'avait de raison de se produire sur les pentes opposées du massif pélagonien, du côté du Vourinos.

g) Quelques remarques à propos de la serpentinitisation.

La question de la serpentinitisation a fait l'objet de nombreuses recherches et n'en conserve pas moins encore bien des côtés énigmatiques.

Une relation paraît ressortir avec certitude de l'examen du terrain: c'est celle qui unit la serpentinitisation à l'écrasement mécanique dû aux efforts orogéniques. J'en ai plusieurs fois fait mention au cours de l'étude tectonique et

on a pu l'observer à nouveau à la base du Vourinos; dans le même massif, K. ZACHOS a souligné l'accentuation de la serpentinitisation le long des zones faillées ou disloquées. Inversement des péridotites intactes ne se rencontrent qu'au coeur de massifs qui, soit en raison de leur situation (ravin de Kakoplèvre), soit en raison de leur masse (gros massifs du Pinde, ravin de l'Aoos, de la Yotsa, etc.), sont demeurés à l'abri des déformations tectoniques.

Dans certains cas, on peut, en s'approchant d'une zone disloquée, suivre les progrès de la serpentinitisation le long des diaclases, seuls les noyaux des solides limités par celles-ci demeurant intacts ou, au moins, peu serpentinisés.

La destruction mécanique de la maille cristalline de l'olivine paraît donc avoir favorisé la serpentinitisation. Dans certains cas, cependant, l'invasion de la serpentine ne paraît pas avoir été soumise à des facteurs aussi évidents: c'est ainsi, par exemple, que l'on peut parfois constater (encore dans le ravin de Kakoplèvre) que certains bancs sont serpentinisés alors que des bancs contigus ou intermédiaires ne le sont pas, ou le sont moins, sans que l'on puisse déceler, même au microscope, l'origine de cette différence.

En ce qui concerne l'eau qui intervient dans la serpentinitisation, le fait que cette dernière soit constante et intense à la base des massifs éruptifs autorise à se demander si l'eau de constitution dont devaient être gorgés les terrains sédimentaires sous-jacents n'a pu jouer un rôle de premier plan dans la transformation de l'olivine. La serpentinitisation serait alors concomitante du métamorphisme léger mais général, se traduisant surtout par la remise en mouvement de la calcite, qui a affecté toutes les roches qui se sont trouvées sous les ophiolithes, que le recouvrement fût primaire ou dû à la tectonique. Que des eaux carbonatées aient imprégné les serpentines est attesté par le fait que celles-ci sont fréquemment parcourues par une multitude de filonnets de magnésite.

On ne peut douter, bien qu'on ait évoqué de divers côtés la possibilité d'un magma hydraté¹, que la serpentinitisation ne soit un phénomène secondaire, largement postérieur à la consolidation du magma. La relation avec la tectonique, mentionnée plus haut, en est un indice; une autre preuve en est fournie par les craquelures rayonnantes qui se produisent dans les feldspaths lorsque ceux-ci entourent des grains d'olivine serpentinisés, témoignant de l'augmentation de volume de ceux-ci; ces craquelures, qui sont bien connues, ne se montrent pas autour des olivines intactes.

Outre les observations précédentes, on peut remarquer que les serpentines sont, tout autant que les péridotites, extrêmement pauvres en alcalis, alors que, ainsi que nous le verrons plus loin, le magma ophiolithique avait certainement une teneur appréciable en sodium: or, il paraît difficile d'admettre que l'eau seule serait restée, sans retenir aucun des éléments solubles qui l'accompagnent normalement. A côté des restes d'olivine, les roches serpentineuses contiennent essentiellement des minéraux pyrogènes: plagioclases calciques,

1. Voir notamment AVIAS, J., *B.S.G.F.*, 1949, p. 439 et HESS H. H., *Econ. Geol.* 28, 1933, p. 650.

pyroxènes ; si les premiers sont parfois saussuritisés, les seconds ne montrent que des altérations ayant ce caractère de pénétration mécanique suivant les fissures et les limites entre minéraux, qui paraît typique de la serpentinisation : ils sont envahis par la serpentine le long des clivages ou bien ont donné lieu à un mince liseré d'amphibole secondaire au contact des feldspaths. L'ouraltisation totale des pyroxènes, que nous trouverons constamment dans les zones supérieures du cortège ophiolithique, ainsi que l'albitisation des plagioclases et le développement de prehnite, d'épidote, etc. qui l'accompagnent souvent, apparaissent comme des transformations autrement profondes et portant, elles, la marque des actions paramagmatiques.

CHAPITRE II

LES ROCHES BASIQUES GRENUES ET SUB - DOLERITIQUES

Les passages des roches ultra-basiques aux roches basiques.

Nous savons déjà qu'il n'y a aucune séparation tranchée, ni sur le terrain, ni du point de vue pétrographique, entre les roches ultra - basiques et les gabbros. Dans les ensembles lités que nous avons surtout considérés jusqu'à présent, la prédominance du type gabbro s'établissait progressivement par la récession des lits ultra - basiques. Les lits de troctolithes du ravin du Miléotikos, qui sont souvent presque des gabbros à olivine par la présence des pyroxènes, deviennent ainsi de plus en plus nombreux, de sorte qu'au bout de quelques centaines de mètres, ce sont les lits amygdaloïdes de serpentines qui se trouvent isolés en minorité au sein des gabbros. Dans le lit de l'Haliakmon nous allons suivre la récession des lits de serpentines et, parallèlement, l'envahissement des pyroxénites par les feldspaths.

La progression qui mène des péridotites aux gabbros est parfois encore plus insensible que dans les cas précédents. Ainsi, dans le ravin de la Yotsa (affluent de l'Aoos qui coupe la partie S du massif du Smolika), on peut voir, dans les péridotites, apparaître de rares feldspaths, qui parsèment de blanc le fond noir de la roche. Examinée au microscope, cette roche révèle un caractère extraordinairement synthétique: de structure granoblastique régulière, elle contient de l'olivine craquelée, mais à peine serpentinisée, des pyroxènes orthorhombiques et monocliniques en quantités à peu près égales, enfin des plages assez rares, mais très fraîches, du plagioclase calcique habituel à ces roches; on n'aperçoit que des traces très fines de liserés d'amphibole, ce qui tend à confirmer que ceux-ci étaient, dans les roches précédentes, contemporains de la serpentinisation. Cette roche contient donc, rassemblées, toutes les étapes de la ségrégation qui sont, le plus souvent, groupées en associations plus restreintes. Je n'ai, d'ailleurs, corrélativement, pas noté de stratification nette dans cette région.

Les grands accidents de nappe qui découpent le massif du Smolika font qu'il est difficile d'y suivre d'une manière systématique les variations pétrographiques. J. PARASKEVOPOULOS (1948) a décrit de quelle manière les gabbros y dérivent, par ségrégation, des péridotites. Bien que de tels passages soient constamment observables dans les massifs ophiolithiques du Pinde - où des études détaillées montrent que l'on a tendance à surestimer l'extension des péridotites véritables, car l'olivine et la serpentine impriment aisément leur cachet à l'aspect extérieur des roches et au paysage - ce sont néanmoins les sections que nous avons définies au début qui sont les plus favorables pour obtenir un aperçu de la série des gabbros et, tout particulièrement, la coupe du lit de l'Haliakmon, au N des collines de Krapa.

Les gabbros du lit de l'Haliakmon, N des collines de Krapa (série du Vourinos).

Description d'ensemble.

On se souvient que les pentes orientales des collines de Krapa (vers le village de Paléoknidi) et l'extrémité amont de la coupe de l'Haliakmon montrent des lits de pyroxénites alternant avec des serpentines à pyroxènes, orientés NW-SE et fortement inclinés vers le SW.

Vers le SW — en se dirigeant donc vers le haut de la série —, on voit rapidement apparaître des plagioclases au sein des lits de pyroxénites et l'on pénètre ainsi dans la zone des gabbros dominants. Les collines de Krapa étant couvertes par un maquis de chênes nains au travers duquel quelques petits ravins ne donnent que des affleurements médiocres et discontinus, nous nous attacherons exclusivement à la coupe du lit de l'Haliakmon où la succession est exactement la même. Cette coupe comprend une première partie, orientée E-W, longue de près de 2 km, que nous nommerons section E-W, puis, après une boucle du fleuve, située sous le village d'Asprokambos, où des dépôts récents cachent les roches éruptives, une deuxième partie, pointant vers le SSW, de même longueur que la précédente, et que nous nommerons sous *Langedakia*, du nom du village qui la domine. Des sections rigoureusement transversales à travers les collines de Krapa m'ont permis de vérifier la parfaite continuité de la coupe.

Les roches éruptives affleurent également sur la rive droite du fleuve, à l'extrémité occidentale de la boucle d'Asprokambos, grâce à des failles post-miocènes, antévillafanchiennes; elles y sont entaillées par un ravin dit «*Mandania*».

La succession que montre la coupe de l'Haliakmon est très cohérente dans l'ensemble, bien que variée dans le détail. A partir des premiers niveaux à feldspaths, on y observe une suite de lits récurrents, épais de quelques centimètres à quelques mètres, grossièrement parallèles mais parfois lenticulaires ou coalescents, plongeant fortement vers le SW. Aucune partie de cet ensemble lité ne peut être considéré comme une roche encaissante par rapport à d'autres parties qui seraient des filons. Cependant, ici comme précédemment il existe des traînées obliques par rapport au pendage général, dont la constitution minéralogique correspond toujours au «climat» pétrographique dominant au niveau où elles se trouvent; leur formation est sans aucun doute contemporaine de celle des roches encaissantes et ces traînées peuvent représenter soit des remplissages de quelques fissures (de retrait ou autres) dans la partie consolidée, soit, peut-être, des directions privilégiées de cristallisation dans un magma de grande viscosité.

Des variations systématiques portant sur la moyenne des compositions minéralogiques et des textures peuvent être relevées depuis le bas (NE) vers le haut (SW) de la coupe: vers le bas, les lits sont assez épais, les cristaux généralement de grande taille (de 1 à 5 cm) et les bancs sans feldspaths (pyroxénites ou serpentines) sont encore fréquents; vers le haut (dès la fin de la section

E-W), le grain le plus fréquent est de l'ordre de grandeur de celui d'un granite moyen pour devenir (sous Langadakia) sub-doléritique, puis doléritique aphanérique; les bancs épais font place, soit à des roches finement litées, soit (sous Langadakia) à des «brèches magmatiques»; les lits holomélanocrates disparaissent à peu près totalement tandis que l'amphibole et enfin le quartz (ainsi que l'albite et d'autres minéraux parapneumatogènes ou hydratés) font leur apparition.

La section E—W.

Les plagioclases font leur apparition au sein des lits de pyroxénites où ils se bornent, au début, à remplir les petits interstices triangulaires que laissent entre eux les grands cristaux aplatis de diallage. La plaque 623, taillée dans un lit de grain un peu moins grossier (ordre du cm), montre de grandes plages d'augite à clivage (100) très développé (diallage) englobant de petites plages de pyroxène orthorhombique (enstatite) qui remplace donc ici l'olivine comme premier minéral formé; les plagioclases, qui sont totalement altérés (ternis mais non point saussuritisés) s'insinuent entre les cristaux de pyroxène et ont incontestablement cristallisé les derniers; un fin liseré d'amphibole secondaire ourle leur contact avec les pyroxènes.

Les lits holomélanocrates qui séparent les lits à plagioclases contiennent encore une forte proportion d'olivine serpentinisée; ainsi, l'échantillon 623 bis, de structure granoblastique normale, de grain assez fin (ordre du demi-centimètre) est formé à parts à peu près égales de cristaux juxtaposés d'olivine serpentinisée, d'enstatite et de diallage. Vers le milieu de la coupe E-W on assiste à une sorte de retour offensif, sur une dizaine de mètres, de serpentine pure (à laquelle une altération superficielle donne une fausse allure de grès jaunâtres); cette serpentine est coupée de quelques petits lits de pyroxénites sans plagioclases qui confirment qu'il y eut, à ce stade, un renouveau temporaire de basicité.

Les limites entre les bancs s'observent mieux, dans cette zone, à l'oeil nu et sur le terrain qu'au microscope, en raison de la dimension des cristaux. Ces limites sont le plus souvent floues, avec des interpénétrations entre bancs contigus, au point que les bancs s'estompent et disparaissent facilement lorsque leur épaisseur est faible par rapport à la dimension des cristaux.

Vers l'extrémité W de la section E-W, le grain des roches devient assez fin et les limites entre bancs sont parfois assez nettes pour faire l'objet d'un examen au microscope. La plaque 312 (Pl. XIX, fig. 2) rassemble ainsi deux roches contiguës, l'une mélanocrate et de grain fin, l'autre un gabbro moyen dont le grain est de l'ordre de 2 mm.

La roche sombre est formée essentiellement d'augite normale (angle 2V grand) en grains réguliers, jointifs, montrant un début d'ouraltisation limitée à la périphérie des cristaux ou ayant pénétré le long des clivages. Avec l'augite se trouvent quelques plages d'un pyroxène orthorhombique qui est ici de l'hyperssthène reconnaissable à son léger pléochroïsme dans les roses très pâles, ainsi qu'à la sortie d'une bissectrice aiguë négative sur face à un clivage;

les hypersthènes sont en outre grossièrement automorphes et montrent de larges cassures transversales. C'est la première fois que nous rencontrons ce minéral; il est symptomatique du fait que nous avons quitté le domaine hyper-magnésien.

Près de la bordure, dans la zone de passage, les grands plagioclases (à 60 % An) altérés (ternis, non saussuritisés) s'insèrent entre les pyroxènes en grains, qu'ils englobent parfois aussi, et auxquels ils sont donc postérieurs. Cependant, dès qu'on s'éloigne un peu de la limite, les plagioclases deviennent plus ou moins automorphes, les éléments ferro-magnésiens occupant les espaces restants et englobant les extrémités de cristaux allongés de feldspaths: cet assemblage annonce donc la structure ophitique et c'est là un bon exemple de l'inversion de l'ordre de cristallisation, le minéral en excès dans un lit donné ayant tendance à cristalliser le premier.

Les éléments ferro-magnésiens consistent surtout en une amphibole à peine colorée vert très pâle, faiblement pléochroïque-peu réfringente, de la série de l'actinote; cette amphibole provient de la transformation de l'augite dont il reste des plages assez grandes, mais à bords «effilochés», au sein du minéral de néoformation. Celui-ci contient en outre des cristaux allongés, à tendance automorphe, d'hypersthène, identique à celui de la roche contiguë. Dans les deux cas l'hypersthène est de formation précoce (un cristal est même inclus dans un plagioclase) et sa présence en-deçà et au-delà de la limite est une preuve de la consanguinité des deux roches et du fait qu'elles appartiennent à une même phase de pétrogénèse, la formation de l'une étant immédiatement consécutive de celle de l'autre.

Enfin, encore un fait nouveau, mais que nous allons retrouver fréquemment: entre les feldspaths apparaît une plage de quartz totalement xénomorphe (voir p. suivante).

Section «sous Langadakia».

Cette section permet d'observer la partie supérieure du cortège ophiolitique: gabbros, dolérites, roches microlithiques. Etant orientée SSW, elle ne coupe pas les strates de roches éruptives aussi transversalement que la précédente; les derniers termes de la série s'observent en remontant vers l'E un petit ravin très court, affluent de gauche de l'Haliakmon, jusqu'aux radiolarites sous-jacentes aux calcaires crétacés.

Les alternances lithologiques deviennent ici très rapides et aboutissent par endroits à ne plus représenter qu'un alignement des minéraux dans des roches analogues à l'échantillon de la fig. 1, Pl. XVII; corrélativement les contrastes entre les bancs sont moins tranchés que dans la partie inférieure de la coupe. Vers le sommet des gabbros, les bancs s'estompent totalement et font place à des variations irrégulières et à l'assemblage que j'ai appelé «brèche magmatique».

Les structures et les associations minérales présentent également une évolution caractéristique de bas en haut, évolution statistique comportant de nombreuses récurrences.

L'échantillon 314, est un gabbro typique des niveaux inférieurs de cette section et qui souligne la continuité entre celle-ci et la partie supérieure de la partie précédente. C'est une roche à gros grains, de structure granoblastique, présentant de gros hypersthènes de l'augite-diallage enfin des plagioclases (labrador à 70 % An) xénomorphes. Des liserés d'amphibole fibreuse (série de l'actinote) entourent les pyroxènes au contact des plagioclases.

L'échantillon 315 a approximativement la même composition que le précédent, mais montre les différences caractéristiques suivantes: grain plus fin (ordre de 2 mm); plagioclases plus abondants (labrador à environ 65 % An), automorphes, sauf lorsqu'ils sont contigus ou en contact avec l'hypersthène. Ceux-ci leur sont en effet au moins contemporains et exhibent également une tendance automorphe, mais sont arrondis et comme corrodés. L'augite est moins abondante et l'on peut saisir quelques traces du passage de l'hypersthène à l'augite par réaction le long des clivages. Enfin, l'amphibole, au lieu d'être réduite à un liseré réactionnel d'actinote, est représentée par de la hornblende (parfois chloritisée) qui comble les vides restants et enserre les deux pyroxènes dans une tunique qui pénètre dans le pyroxène orthorhombique par de petites indentations de corrosion; par contre, l'augite s'égrène dans la hornblende, en conservant des limites nettes, un peu à la manière dont l'enstatite s'égrenait dans le diallage de l'échantillon 410 (Pl. XIX, fig. 1). L'amphibole paraît issue d'un bain résiduel et l'ordre de cristallisation serait le suivant: formation libre de l'hypersthène, puis du plagioclase, bain résiduel donnant d'abord l'augite qui passe à l'amphibole, la chloritisation de celle-ci étant seule un phénomène secondaire.

Dans l'échantillon 316, l'hypersthène a disparu. Les plagioclases (labrador 60-62 % d'An) forment des plages allongées mais assez trapues, de tendance nettement automorphe; ils sont en partie altérés mais nullement albitisés. L'augite (normale, grand angle 2V) s'égrène en chapelets à l'intérieur de grandes plages de hornblende verte, par place chloritisée; les limites entre les deux minéraux sont nettes et n'évoquent nullement l'ouraltisation; leurs clivages ne sont aucunement dans le prolongement les uns des autres.

Enfin, nous voyons dans cette plaque apparaître le quartz en plages xénomorphes comprenant elles-mêmes des parties diversement orientées, à limites sinueuses. Ces plages se moulent sur les plagioclases en respectant leurs formes; ces derniers sont donc parfois implantés dans le quartz, d'où il résulte une sorte de structure ophitique qui serait à fond de quartz au lieu d'être à fond ferro-magnésien. Par contre, le quartz est étroitement imbriqué avec l'amphibole; ses limites sont alors sinueuses, mais franches. Un cristal automorphe, mais formé de deux individus mâclés, est inclus dans une amphibole. La fig. 3, Pl. XIX, saisie sur un échantillon voisin (342), représente un quartz pénétré par des bâtonnets de feldspath automorphe. Cette roche, assez altérée, comprend encore de l'augite. Le quartz y est rare.

Dans ces roches, tant l'amphibole que le quartz paraissent être d'origine primaire et constituer les derniers stades de la consolidation.

Un autre minéral nouveau qui apparaît parfois, mais rarement, en petits grains ou en chapelets dans les amphiboles est le *sphène*.

En somme, on assiste dans cette partie de la série à un progrès parallèle de la structure ophitique (plagioclases à tendance automorphe) et du développement de l'amphibole, subsidiairement du quartz.

Certaines passées mélanocrates, très rares, contiennent encore de l'olivine. C'est le cas de l'échantillon 388. Les plagioclases, calciques (80 % An), y sont xénomorphes, l'augite peu abondante; fait intéressant, l'olivine y est très ferrière, car les fissures envahies par la serpentine sont occupées dans toute leur largeur par les grains de magnétite; les cristaux d'olivine, qui sont d'orientations diverses, sont néanmoins allongés suivant l'alignement visible à l'oeil nu, parallèle à la direction du banc.

L'échantillon 317 (Pl. XX fig. 1, analyse XIII), provient également d'une passée mélanocrate de grain fin, comparable à la partie fine de l'échantillon 312 et présentant, comme celle-ci, une fraîcheur parfaite. Mais ici, l'hypersthène a disparu; par contre, l'augite est accompagnée de plagioclases (labrador) qui présentent une tendance à se disposer en bâtonnets annonçant la structure doléritique.

Les progrès de la structure ophitique sont plus nets dans les lits clairs et vont de pair avec une réduction du grain. En même temps, ces roches sont généralement très altérées: l'amphibole est chloritisée et les plagioclases, sont parfois entièrement transformés en prénite (échantillon 343). Lorsqu'il est développé, ce minéral remplit également de petites cassures rectilignes qui recourent indifféremment tous les minéraux.

C'est un peu avant les dolérites que se rencontrent les brèches magmatiques (Pl. XVII, fig. 3) qui ont été plusieurs fois mentionnées.

On y distingue des blocs d'une roche à grain fin doléritique ou subdoléritique, ayant généralement des dimensions de l'ordre du mètre, qui peuvent descendre jusqu'à quelques centimètres, de formes primitivement anguleuses, mais dont les angles ont été arrondis. Ces blocs sont emballés par une roche plus claire, dont le grain est plus grossier et surtout très variable, les cristaux pouvant atteindre un ou deux centimètres de large; la roche encaissante, s'infiltrant entre les blocs, prend une allure de filons ramifiés que soulignent les variations de grain. La limite entre des deux roches est presque toujours fondue, estompée. L'impression qui se dégage de cet assemblage est celui d'une roche déjà consolidée qui aurait été reprise, à la manière d'un «magmatic stoping», par un magma sous-jacent: plus précisément, il semble que l'on soit ici en présence de débris de la couverture doléritique primitive mêlée — par chute, injections ou refusions partielles — au magma sous-jacent devenu plus acide, plus riche en eau et en minéralisateurs.

Les échantillons que j'ai rapportés des horizons à brèches magmatiques se sont révélés tous plus ou moins altérés, bien que d'apparence macroscopique saine; ils confirment néanmoins les diagnostics établis à l'oeil nu.

Sur la plaque 323 ont pu être rassemblées les deux parties d'une brèche magmatique particulièrement petite, une «brèche de poche». Sa partie fine est déjà une dolérite avec feldspaths en bâtonnets, augites en grains, en partie transformées en amphibole et chlorite: l'amphibole qui pénètre dans l'augite

par les clivages, est nettement, ici, de l'ouralite. Le roche encaissante, de grain beaucoup plus grossier, est une diorite (épidiorite?), de structure paraophitique, analogue aux roches précédemment décrites, comprenant des plagioclases altérés, assez grands, allongés, plus au moins automorphes, de la hornblende verte, en partie transformée en chlorite, enfin des plages de quartz dans lesquelles les feldspaths sont plantés ou plongés, comme dans l'exemple cité un peu plus haut; on a ainsi, localement, une structure ophitique à fond quartzeux et non ferro-magnésien.

Le quartz, qui apparaît sporadiquement dans les roches que nous venons de voir joue un rôle de premier plan dans une roche remarquable que j'ai recueillie dans le petit ravin dit Mandania, affluent de droite de l'Haliakmon, entre les villages de Taxiarkhis et d'Asprokambos. Cette roche, (échantillon 624, Pl. XIX, fig. 4, analyse XV) assez claire, un peu verdâtre, où le quartz est visible à l'œil nu, est une micropegmatite graphique, formée de quartz, d'albite, et d'un minéral ferro-magnésien chloritisé.

Au microscope, on perçoit de grandes plages de quartz, tantôt jointives, tantôt séparées par des plages un peu moins grandes et allongées de plagioclase altéré et par des plages plus rares de l'élément ferro-magnésien transformé en chlorite. Dans les plages de quartz se développent des feldspaths moins altérés qui sont de l'albite et qui tantôt évoquent par leur disposition une écriture cunéiforme — ils ont alors tous la même orientation — tantôt rayonnent à partir d'un centre voisin de celui de la plage de quartz, les cristaux augmentant de taille vers la périphérie; dans ce cas, les extinctions balayent successivement des secteurs séparés de cette structure.

La fait que nous avons trouvé du quartz dans les roches précédentes, et dans des conditions qui ne sont pas foncièrement différentes — plages de quartz contenant des feldspaths — indique que cette roche essentiellement quartzeuse n'est pas un corps étranger dans le cortège ophiolithique, mais un aboutissement, l'expression d'une tendance portée à l'extrême.

La présence de feldspaths automorphes dans des plages de quartz et non l'inverse (quartz plongé dans le feldspath), ce qui est le cas général dans les micropegmatites issues de granites, nous fournit une indication sur la pression qui a présidé à la formation de la roche; en effet, l'expérience montre que dans un mélange fondu de composition quartz + feldspath, le point eutectique se déplace vers le quartz avec la réduction de la pression: le feldspath cristallisera donc seul plus longtemps.

Roches de la famille des gabbros provenant d'autres gisements.

Tous les secteurs du domaine ophiolithique du Pinde révèlent des roches de la famille des gabbros qui, bien que très diverses dans le détail, ont toujours la même physionomie.

Dans le ravin du Miléotikos, les troctolithes décrites au chapitre précédent tendaient vers les gabbros à olivine. Ce sont ceux-ci que l'on rencontre en

progressant vers le NE et ils sont suivis par toute la série des gabbros lités et des gabbros ophitiques.

Le ravin en aval du village d'Avdéla (25 km WSW de Grévéna) et sous le massif du Koléo (péridotites et gabbros) fournit de bonnes sections montrant les passages des gabbros aux dolérites. Le ravin n'est pas transversal par rapport aux variations, mais ses méandres recoupent plusieurs fois tantôt les gabbro tantôt les dolérites; les gabbros, même assez grossiers, tendent vers une structure ophitique par leurs plagioclases allongés, plantés dans les éléments ferro-magnésiens; on y retrouve l'hypersthène. Par l'intermédiaire de gabbros à grain fin, nettement doléritiques, on aboutit à des dolérites franches (plaques 337 à 339 c). J'ai déjà signalé que le ravin d'Avdéla fournit de beaux exemples de brèches magmatiques.

Le ravin de l'Aspropotamos (rivière de Périvoli), le ravin et le cirque du Baltas (affluent de droite du haut Pénée) entre autres, fournissent de beaux gisements de gabbros, mais la tectonique et les conditions d'observation sont moins favorables que dans les exemples précédents.

Analyses chimiques de gabbros.

Dans cet ensemble si varié, les résultats des analyses chimiques dépendent essentiellement de la manière dont les échantillons ont été choisis.

A défaut d'une étude statistique portant sur un grand nombre d'échantillons ou, alternativement, sur tous les lits d'une succession donnée, quelques roches typiques ont été choisies: un gabbro à olivine (X), un gabbro à amphibole (XI), un gabbro doléritique riche en feldspaths (XII: progression de l'alumine), un gabbro à grain fin, sub-doléritique, à augite et plagioclase (XIII) et un gabbro riche en feldspaths très altérés, saussuritisés (XIV, progression de la soude). Enfin, l'analyse XV concerne la pegmatite micrographique. Sa richesse en quartz et en soude n'est pas une surprise.

Résumé.

Les très brèves observations qui précèdent concernent un ensemble stratifié ayant presque 2.000 m d'épaisseur. Les variations que l'on y observe sont très significatives. Certaines d'entre elles ont déjà été notées.

Les lits de roches distinctes tendent à diminuer d'épaisseur et finalement à disparaître.

La structure, grenue, voire très grossière, dans les niveaux inférieurs, tend à devenir plus fine, ophitique, parfois doléritique, dans les parties supérieures. Plus que par la température, la structure paraît dominée par les proportions des minéraux potentiels et par la réduction de la pression. La cristallisation précoce des feldspaths conduit à la structure ophitique.

Les variations minéralogiques sont les plus remarquables. On peut les résumer de la manière suivante.

L'olivine disparaît totalement dans les niveaux supérieurs; dans ses

dernières apparitions, elle est ferrifère et non point magnésienne comme celle des péridotites.

L'enstatite fait place à l'hypersthène: on note ici le même remplacement de Mg par Fe dans les niveaux supérieurs. Finalement, les pyroxènes orthorhombiques font totalement défaut. Cette progression est parfaitement normale et sera soulignée à nouveau dans les conclusions de cette étude.

T A B L E A U V
FAMILLE DES GABBROS

	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
	219	230	229	317	223	624
SiO ₂	42,40	44,40	42,44	49,00	48,85	75,38
Al ₂ O ₃	12,80	14,75	23,10	17,30	14,85	12,20
Fe ₂ O ₃	1,25	3,75	0,80	8,15	3,40	1,10
FeO	3,00	6,20	3,30	2,90	6,60	2,30
MnO	0,12	0,23	0,08	0,26	0,26	0,08
MgO	20,10	11,80	8,60	7,70	8,70	0,70
CaO	12,80	14,80	15,35	13,30	10,20	1,56
Na ₂ O	traces	0,85	0,50	0,75	2,65	3,90
K ₂ O	0,10	0,80	0,08	traces	0,60	0,40
TiO ₂	0,30	0,70	0,60	0,70	1,25	0,30
P ₂ O ₅	0,05	0,10	0,20	0,04	0,21	0,04
H ² O 100°	0,20	0,05	0,30	0,10	0,30	0,39
H ₂ O combinée	6,60	1,10	4,80	0,55	2,30	1,50
CO ₂	traces	traces				
Cr ₂ O ₃						
	99,72	99,53	100,15	100,75	100,17	99,85

- X : gabbro à olivine.
 XI : gabbro à amphibole.
 XII : gabbro doléritique.
 XIII : gabbro doléritique à grain fin.
 XIV : gabbro altéré.
 XV : pegmatite graphique.

L'amphibole (hornblende) apparaît et joue bientôt un rôle dominant. J'ai consigné dans les pages précédentes mon impression, à savoir que la hornblende pouvait avoir, dans ces roches, une origine primaire et représenter la consolidation d'un bain résiduel enrichi en silice et en eau, soit localement à la suite de la cristallisation précoce des pyroxènes (échantillons 315 et 316), soit globalement, par suite de l'accumulation de ces éléments dans les parties supérieures de la poche magmatique; les pyroxènes passent alors au second plan ou disparaissent totalement. Cette opinion m'est suggérée par l'observation des

relations entre la hornblende et les autres minéraux, ainsi que par la différence entre la hornblende franche, à bords nets, que l'on trouve dans ces roches et celle des ophites et des dolérites que nous verrons au chapitre suivant. Dans ces roches, en effet, l'amphibole est représentée par de l'ouralite fibreuse et la trace de sa formation à partir d'augites préexistantes s'observe très nettement au microscope.

Je répète que ce n'est là qu'une impression qui demanderait à être confirmée ou discutée sur la base d'observations nombreuses et détaillées.

Dans les roches que nous avons vues, des amphiboles nettement secondaires existent également, sous la forme de liserés d'actinote.

Les plagioclases deviennent moins calciques dans les niveaux supérieurs; de la bytownite, on passe à des compositions oscillant autour du labrador.

Le quartz, enfin, fait son apparition. Ce minéral pose un problème analogue à celui qui a été évoqué à propos de l'amphibole. A mon sens, tout concourt à montrer qu'il est d'origine primaire et qu'il résulte de concentrations locales de silice, dues à la montée de celle-ci à partir des niveaux inférieurs. Nous verrons, au chapitre suivant, que les dolérites et les roches microlithiques ont été secondairement silicifiées; le quartz, dans ce cas, se présente d'une autre façon; il est surimposé à la maille primitive de la roche, au lieu d'y prendre normalement sa place comme dans celles que nous avons vues, où il remplit les vides entre les minéraux. En somme, il semble que les montées de silice se soient poursuivies durant les premières phases de la consolidation des gabbros, aboutissant sporadiquement à un enrichissement anormal des bains résiduels.

La pegmatite graphique paraît résulter d'un processus analogue, mais à plus grande échelle. Les relations de terrain de cette roche, qui se trouve au voisinage des dolérites, suggèrent qu'il y eut là une apophyse dans laquelle les montées siliceuses et sodiques ont été «piégées», retenues par la croûte sous-jacente.

Les altérations secondaires d'origine magmatique prennent un grand développement dans la zone des gabbros, au point d'en devenir l'une des caractéristiques essentielles. Elles justifieraient une étude spéciale.

Les plagioclases sont parfois seulement ternis, le plus souvent saussuritisés ou transformés en prehnite. La chlorite prend, évidemment un grand développement.

L'eau et la soude (analyse XIV), issues des parties sous-jacentes du magma en voie de consolidation, doivent jouer un rôle essentiel dans ces transformations.

Importance de la zone des gabbros.

Par sa position intermédiaire et par les passages graduels qu'elle permet d'observer, la zone des gabbros a une importance capitale pour la compréhension de la nature et de la genèse des ophiolites.

L'intime liaison entre les gabbros et les péridotites est tout à fait évidente, tant par leurs relations de terrains que par les passages que révèlent l'étude microscopique; de fait, il n'a guère été mis en doute que ces roches grenues soient liées par quelque mécanisme de différenciation.

Par contre, la communauté d'origine entre les gabbros et les dolérites a été contestée et il est clair que c'est là le point le plus important à établir si l'on désire montrer qu'il existe bien un cortège ophiolithique allant des roches ultra-basiques grenues aux roches microlithiques et non une juxtaposition plus ou moins accidentelle de roches plutoniques d'une part et d'autre part de roches d'épanchement ou de filons ayant une origine et un âge différents des précédentes.

Les relations de terrain sont, à cet égard, convaincantes: il n'existe aucune solution de continuité, marquée soit par des dépôts sédimentaires, soit par la formation de croûtes scoriacées ou de refroidissement brusque entre les gabbros et les dolérites sus-jacentes. Les deux types de roches sont intimement mêlés, l'association la plus caractéristique étant celle des brèches magmatiques.

Les gabbros, de leur côté, évoluent nettement vers la structure ophitique par le développement de plagioclases automorphes dont les dimensions vont se réduisant jusqu'à présenter des formes en bâtonnets voisines de celles des ophites franches. Certains lits de gabbros fins tendent vers la structure doléritique.

Ceci dit, il paraît incontestable que les gabbros et les dolérites représentent deux modes de formation différents. Les dolérites proviennent de la consolidation superficielle du magma, progressant de haut en bas, tandis que les roches de la famille des gabbros représentent, à la limite, les derniers termes de la consolidation totale de la masse magmatique, progressant de bas en haut. Des termes intermédiaires entre les deux séries ne se trouvent que localement, sous la forme d'ophites à grands feldspaths, toujours très altérées.

La zone des gabbros mériterait une étude détaillée qui n'a pu être entreprise en raison de l'ampleur des problèmes extra-pétrographiques que comportait ce travail. Une analyse minutieuse lit par lit, pratiquée sur un espace réduit, pourrait contribuer à éclairer le problème de la cristallisation, notamment celui de la relation entre l'équilibre chimique et les modes d'association des minéraux.

CHAPITRE III

LES ROCHES DOLÉRITIQUES ET MICROLITHIQUES

Les roches doléritiques et microlithiques ne se distinguent les unes des autres sur le terrain que lorsque les premières ont un grain déjà visible à l'oeil nu ou que les secondes sont scoriacées, ce qui est assez fréquent. Ce sont des roches compactes, (en dehors des laves vacuolaires) de teinte uniforme généralement sombre, presque noires, parfois verdies; hors des ravins, elles donnent des produits rouges d'altération ferrugineuse.

Ces roches s'étendent sur près de 200 km² dans le Pinde septentrional. J'ai décrit leur répartition au cours de l'étude structurale; on sait qu'en dehors du Pinde elles accompagnent tous les gisements tant soit peu importants d'ophiolithes grenues; collines de Krapa, bande du Zygosti, collines à l'W du lac de Kastoria et, vers le S, petits affleurements ophiolithiques entre Kalabaka et Trikkala; elles abondent dans l'Othrys, etc.

Les Dolérites.

Dans le cas le plus général, les dolérites font suite aux gabbros; en suivant ceux-ci, on arrive toujours aux régions de passage qui ont été décrites au chapitre précédent. Cependant, en certains points du Pinde (versant S du Vassilitsa, Pl. XI, fig. 5), la série des gabbros manque ou est très réduite et l'on observe un passage rapide de roches grenues riches en olivine à des dolérites. Cette disposition peut s'expliquer par les conditions de mise en place initiales de l'épanchement ophiolithique, l'enveloppe doléritique de celui-ci pouvant demeurer dans les parties les plus basses (fond de la fosse du Pinde-Olonos) en contact avec des roches ultra-basiques. Nous y reviendrons dans les conclusions de l'étude pétrographique.

En dehors des zones de passage, les dolérites forment un ensemble homogène et bien différencié par rapport aux roches grenues, moins bien par rapport aux roches microlithiques. Ainsi que je l'ai déjà indiqué au chapitre III, 2ème partie, la différence est également marquée dans le paysage et dans la végétation (limon rouge, prairies, hêtres).

Du point de vue pétrographique, les dolérites sont effectivement beaucoup plus homogènes que les gabbros. Dans les sections fournies par des ravins ne s'observent plus les lits et les variations rapides qui caractérisaient ces derniers. Lorsqu'on observe des variations, elles affectent des masses irrégulières et donnent l'impression d'un brassage et non d'une différenciation. Des sortes de brèches magmatiques existent; ce sont généralement des associations irrégulières de dolérites ou de roches microlithiques (gorges en aval de Micro Livado, 20 km au SW de Grévéna).

Structure des dolérites.

Les dolérites du cortège ophiolithique montrent au microscope l'enchevêtrement bien connu des plagioclases en batonnets noyés dans un fond ferromagnésien qui, lorsque la roche n'est pas altérée, est formée d'augite en grains (Pl. XX, fig. 2). Dans les dolérites les plus typiques, les feldspaths ont des dimensions de l'ordre du demi-millimètre; ils peuvent être plus petits mais, dans ce cas, le fond chloritisé de la roche devient indistinct et l'on ne peut être sûr qu'il n'a pas contenu de verre, que l'on n'a pas affaire à une roche microlithique.

La plupart des dolérites ne montrent qu'un temps de cristallisation. Il arrive cependant que l'on puisse distinguer des phénocristaux de feldspaths, et ceux-ci peuvent atteindre 1 cm de long dans des dolérites qui affleurent dans un petit ruisseau qui se trouve près du village de Vanacoulia, sous l'extrémité N du Kotsiakas, rive droite du Pénée. Les phénocristaux de plagioclases y sont disséminés en désordre au sein du fond sombre qui comprend des microlithes feldspathiques noyés dans des plages d'augite en partie ouralitisée. Cette roche est donc une ophite. Dans le même ruisseau, on trouve successivement des dolérites homogènes dont les feldspaths sont à peine perceptibles à l'oeil nu, des ophites à phénocristaux très fins ayant en moyenne 3 mm de long et 0,5 mm d'épaisseur, enfin l'ophite à grands éléments blancs mentionnée plus haut. En raison de l'exiguïté des affleurements et de la présence d'accidents tectoniques, je n'ai pu m'assurer du sens dans lequel se produisent ces variations.

Au microscope, on constate que les phénocristaux, bien qu'automorphes, sont pénétrés, surtout vers leurs extrémités, par les cristaux d'amphiboles qui les entourent et qui se sont développés au dépens de l'augite dont il reste encore des traces. Les grands feldspaths ne sont donc pas particulièrement précoces.

Composition minéralogique des dolérites.

Lorsque les dolérites sont fraîches, les plagioclases consistent en labrador à 60% d'An environ. L'augite est claire, non pigeonitique, peu ferrifère.

Cependant, les minéraux des dolérites sont toujours plus ou moins transformés. La transformation la plus fréquente et la plus précoce est l'ouralitisation de l'augite. En effet, l'amphibole a déjà souvent remplacé les pyroxènes alors que les plagioclases sont encore intacts. L'albitisation et la chloritisation paraissent par contre être des phénomènes contemporains; parallèlement se développent la zoïzite, l'épidote et des grains d'oxyde de fer. On constate, parfois le développement de quartz secondaire.

L'amphibole fibreuse (ouralite) s'est de toute évidence, formé à partir d'augites préexistantes. Des restes de celles-ci demeurent en grains dentelés au coeur des plages de la première, alignés suivant ses clivages; dans la zone de passage existe parfois une tranche d'un minéral intermédiaire, un peu plus clair que l'amphibole et n'ayant pas la même extinction.

La comparaison entre les plagioclases des dolérites fraîches et ceux des

dolérites plus altérées montre que l'albitisation est également un phénomène secondaire. Dans certains cas (dolérites ophitiques du ruisseau de Vanakoulia) on constate qu'il y a eu, postérieurement à l'albitisation générale des feldspaths, une remise en mouvement d'albite de néoformation : des fissures qui traversent la roche sont remplies d'albite en petits éléments diversement orientés ; lorsque les fissures traversent un plagioclase, les petits cristaux de la fissure se fondent avec le plagioclase qui, bien qu'ayant conservé sa forme initiale, est constitué de plusieurs cristaux d'albite juxtaposés.

Certaines dolérites fines contiennent de petits cristaux de quartz de néoformation disséminés dans la masse de la roche ; ces quartz, rares dans les dolérites, sont très fréquents dans les roches microlithiques.

Composition chimique des dolérites.

Des analyses pratiquées dans des dolérites saines (analyses XVI, XVII, XVIII) montrent que ces roches ont la composition moyenne des basaltes ; par leur teneur en soude, elles se rapprochent le plus du gabbro altéré du tableau précédent (analyse XIV).

L'analyse XIX se rapporte à une dolérite à phénocristaux, très altérés (albitisée, chloritisée, quartz secondaire). La progression de la silice est très marquée, celle de la soude plus modeste, mais très nette.

T A B L E A U VI

DOLERITES

	XVI	XVII	XVIII	XIX
	215	307	627	17
SiO ₂	48,85	48,30	48,10	54,55
Al ₂ O ₃	16,20	14,40	14,20	15,10
Fe ₂ O ₃	2,10	2,75	4,20	5,00
FeO	7,10	8,00	8,80	5,55
MnO	0,16	0,16	0,26	0,15
MgO	8,20	8,50	7,10	4,75
CaO	11,40	12,30	10,30	5,85
Na ₂ O	1,60	2,40	2,50	3,05
K ₂ O	0,05	0,24	0,13	0,20
TiO ₂	1,15	1,00	2,50	2,55
P ₂ O ₅	0,58	0,03	0,20	0,35
H ₂ O 100°	0,44	0,27	0,13	0,43
H ₂ O combinée	1,90	2,30	1,30	2,00
CO ₂	traces	traces	traces	
Cr ₂ O ₃				
	99,73	100,65	99,72	99,53

XVI, XVII et XVIII : Dolérites fraîches. XIX : Dolérite altérée (albitisée).

Les roches microlithiques.

Les roches microlithiques sont tantôt compactes, tantôt finement vacuolaires; un énorme développement des «pillow-lavas», ou laves en oreillers est caractéristique des roches d'épanchement du cortège ophiolithique.

Les roches microlithiques compactes.

Ces roches noires ou verdies, totalement aphanériques ne peuvent être nettement distinguées des dolérites fines. Tous les intermédiaires existent entre ces deux types de roches; on peut admettre que l'on a affaire à une roche microlithique lorsque sa structure, examinée au microscope, ressemble à celle des parties compactes des roches microlithiques vacuolaires. Elles présentent des feldspaths en bâtonnets de très petites dimensions, montrant des terminaisons aciculaires ou fourchues, noyées dans un fond où dominent la chlorite et la magnétite en fines aiguilles et en amas, sans doute associées à des restes de verre, de sorte que ce fond paraît presque noir en lumière polarisée. En fait, lorsque les roches ont une structure aussi fine, elles ne sont jamais réellement compactes, même si elles le paraissent à l'oeil nu, mais se montrent toujours creusées de petites vacuoles qui sont remplies soit par de la calcite, soit par du quartz. Ainsi l'échantillon 308 (Pl. XX, fig. 3), recueilli dans la vallée du Miléotikos, à peu de distance de la dolérite 307, montre des plagioclases très fins, serrés et vaguement orientés, ainsi que quelques phénocristaux très rares, dont aucun n'apparaît sur la figure: les uns et les autres sont voisins de l'oligoclase. La fond noir comprend de la chlorite et du minéral de fer en fines aiguilles, réunies en amas, qui sont particulièrement denses au voisinage des deux vacuoles qui paraissent sur la figure. Celles-ci sont de petites dimensions (moins de 1 mm de diamètre); l'une (celle de droite) est remplie de calcite, tandis que l'autre est remplie de quartz vaguement sphéroïdal. Enfin, de petites mouchetures de quartz et de calcite parsèment la roche; leurs relations avec le remplissage des vacuoles montrent qu'elles ont la même origine que celui-ci. Quartz et calcite sont caractéristiques des roches microlithiques du cortège ophiolithique et manifestement liés au processus d'altération subis par celles-ci, plus particulièrement à l'albitisation. Il semble qu'il y ait eu, venant des régions inférieures du magma, un apport de silice et de soude; arrivées dans les zones à basse température, l'une et l'autre ont saturé les minéraux des roches microlithiques préexistantes, la soude déplaçant la calcite et le quartz cristallisant dans les vides disponibles ou continuant sa fuite vers le haut pour alimenter en silice l'eau de mer sus-jacente et participer à la genèse des radiolarites.

Les roches microlithiques vacuolaires.

Ces roches, qui prennent un grand développement en mains endroits du Pinde, ne se distinguent des précédentes que par la taille des vacuoles qui sont

visibles à l'œil nu et forment, lorsque leur remplissage n'a pas été postérieurement dissout, des taches blanches très typiques. Ces vacuoles, qui sont de forme ronde, demeurent cependant très petites en comparaison des géodes habituelles aux laves scoriacées. C'est sans doute une conséquence de l'existence de pressions relativement élevées dues à la lame d'eau de mer qui surmontait l'épanchement.

Au microscope, ces roches montrent une structure typiquement basaltique, mais sont toujours altérées. Les microlithes de plagioclases, très fins, enchevêtrés, sont rarement frais (40 à 50 % d'An); ils sont le plus souvent transformés en albite; les phénocristaux, quand ils existent, sont envahis par la calcite. Le fond comprend surtout de la chlorite et du minerai de fer en amas tout particulièrement denses sur le pourtour des géodes. Cependant certaines plages de chlorite ont une forme losangique qui montre qu'elles proviennent de la transformation d'un phénocristal, probablement de l'olivine.

L'échantillon 52 (Pl. XX, fig. 6) a été prélevé au dessus du village de Périvoli, au sein de roches qui ne sont que très finement vacuolaires. On y observe au microscope la structure en arborescences sinueuses, bien visible sur la figure. Ces arborescences sont constituées par de l'augite, en partie chloritisée (intacte, elle est incolore, peu ferrifère, à angle $2V$ grand) et par des plagioclases qui divergent à partir des axes et dont les dimensions augmentent vers l'extrémité de ceux-ci. Le fond de la roche est constitué par les produits ferromagnésiens comportant encore un peu d'augite; parfois les feldspaths rayonnent à partir d'un point au lieu de s'organiser le long d'un axe; cette impression peut être due à l'orientation du plan de section. Le développement d'une telle structure dût exiger des conditions de tranquillité absolue, très différentes de celles qui règnent dans une coulée ordinaire.

J'ai également recueilli, bien que rarement (collines de Krapa, versant E du Smolika), des échantillons de variolites analogues à celles du Mont Genève (variolite de la Durance). Les varioles ont moins de 1 cm de diamètre. On y reconnaît un remplissage interne formé de très fins microlithes de plagioclases réunis en gerbes, une première couronne constituée de plagioclases plus grands, noyés dans du minerai de fer, une seconde comprenant surtout de la chlorite et peu de feldspaths, une troisième à nouveau ferrugineuse et feldspathique, enfin un ciment éruptif normal — plagioclases dans un fond chloriteux.

Les pillow-lavas.

Les «pillow-lavas» (Pl. XVII, fig. 4) ou laves en oreillers, représentent une formation beaucoup plus spectaculaire, caractéristique du cortège ophiolithique ou de gisements connexes. Ce sont d'énormes accumulations de boules de lave, de formes un peu irrégulières, ayant de 0,30 m à 1 m de diamètre, unies par un ciment qui est généralement éruptif. Au N du Tsouka Tsina (débouché occidental du couloir de Périvoli), les oreillers ont d'abord un ciment éruptif normal, mais ils sont, un peu plus haut, emballés par les radiolarites, qui épousent leurs formes et remplissent les interstices entre les boules. On ne

peut avoir de meilleure preuve, d'une part que les pillow-lavas sont de formation superficielle, d'autre part que les radiolarites se sont déposées sur elles, immédiatement après leur extrusion.

Au-dessus du village d'Avdéla (N de Périvoli), les pillow-lavas ont au moins 300 m d'épaisseur. On peut les suivre sans interruption sur 3 km, entre Avdéla (1.300 m) et le col de Mavrilitsa (1.700 m).

L'examen au microscope de fragments de pillow-lava (je n'ai pu dégager de boule qui fût commodément transportable à dos d'homme) n'a pas permis d'observations significatives. L'intérieur d'un oreiller comprend (Pl. XX, fig. 4) des plagioclases en microlithes très fins et en phénocristaux très altérés noyés dans un fond sombre, riche en minéral de fer, par ailleurs à peu près isotrope, de petites géodes remplies de calcite et des mouchetures éparses du même minéral ainsi que de minéral de fer compact. Le ciment (Pl. XX, fig. 5) est nettement plus fin, et ne comprend, sur un fond de même nature, que de très petits microlithes de plagioclases (visibles surtout en lumière naturelle en raison de leur altération) pressés les uns contre les autres en gerbes désordonnées. Les géodes, sphériques, sont, ici aussi, très petites, de l'ordre du millimètre en moyenne. Elles sont remplies soit par de la calcite, soit par du quartz, soit par l'un et l'autre minéral dans une même géode.

En brisant une boule de pillow-lava au-dessus d'Avdéla, j'ai eu la surprise de trouver dans son centre un fragment de calcaire. Ce fragment, examiné au microscope, s'est montré complètement recristallisé en grandes plages de calcite, mais ne contient aucun autre minéral. La présence de ce fragment calcaire suggérerait une analogie entre les oreillers et les bombes volcaniques. L'analogie peut se limiter à ceci que la formation des unes et des autres peut être favorisée par la présence d'un corps étranger. Par ailleurs, les différences sont essentielles: dimensions moyennes plus grandes de l'oreiller, forme arrondie et non fuselée, absence de véritables scories en «croûte de pain» etc.; mais surtout, puissance des accumulations de pillow et présence d'un ciment éruptif. Ces différences tiennent donc au fait que les pillow n'ont pas été projetés à l'air libre mais ont été formés sous la mer probablement à de grandes profondeurs par un mécanisme encore inconnu; elles tiennent surtout à la différence d'échelle entre les coulées continentales que nous pouvons observer et les gigantesques épanchements ophiolithiques où le matériel éruptif se trouvait, d'une seule venue, en quantité suffisante pour produire des centaines de millions de boules et les emballer dans une pâte éruptive.

Roches exceptionnelles.

Certaines roches, très localisées (NW de Périvoli, piton de Pétra Mokos, au-dessus de Néa Koutsoufliani, vallée du haut Pénée) sont plus claires et nettement plus acides que la majorité des autres roches du cortège ophiolithique. Celle de Pétra Mokos (éch. 213) contient de grands plagioclases trapus (95 % albite), atteignant 5 mm de côté, associés à des phénocristaux de quartz. Les uns et les autres sont corrodés, ce qui ne se voit jamais dans les roches nor-

males. Le quartz paraît, ici, primaire et même de formation antérieure au reste de la roche. La corrosion suggère qu'il y a eu ici deux temps de cristallisation totalement séparés, et que les premiers cristaux formés se sont trouvés par la suite dans un milieu différent, susceptible de les attaquer.

L'originalité de cette roche est confirmée par l'analyse chimique¹ (64,30 % SiO_2 , 19,35 % Al_2O_3). Il est possible que ces roches insolites représentent des éruptions tardives à la surface de l'épanchement ophiolithique, qui auraient été issues de la masse magmatique sous-jacente déjà en partie différenciée et enrichie en SiO_2 , Na_2O , etc., à sa partie supérieure. Une refusion partielle des dolérites a pu suffire à produire un déséquilibre provoquant la corrosion des quartz et des feldspaths alcalins préformés.

Composition chimique des roches microlithiques.

Les roches microlithiques (Tableau VII, analyses XX à XXIII) montrent toutes un excès de silice et une teneur en Na_2O qui croît en fonction de l'alu-

T A B L E A U VII
ROCHES MICROLITHIQUES

	XX	XXI	XXII	XXIII
	308	105	87	213
SiO_2	60,82	64,55	58,80	64,30
Al_2O_3	12,90	18,80	16,50	19,35
Fe_2O_3	3,35	2,10	3,00	3,25
FeO	4,75	0,35	5,20	0,35
MnO	0,12	0,08	0,16	0,05
MgO	4,20	0,40	4,55	0,75
CaO	4,05	1,03	1,75	1,55
Na_2O	3,70	7,35	4,40	8,75
K_2O	0,70	3,25	0,10	0,10
TiO_2	0,90	0,90	1,05	0,65
P_2O_5	0,04	0,45	0,14	0,24
$\text{H}_2\text{O } 100^\circ$	0,75	0,28	0,40	0,28
$\text{H}_2\text{O combinée}$	3,50	0,40	3,40	0,60
Co_2	traces		0,50	
	99,79	99,94	99,95	100,22

XX : roche microlithique compacte.

XXI : roche microlithique vacuolaire altérée.

XXII : roche microlithique.

XXIII : roche microlithique anormalement acide.

1. Analyse XXIII, tableau VII, p. 336.

mine. Ces teneurs anormales résultent certainement de l'altération de ces roches de l'albitisation et de la présence de quartz secondaire libre. La rétention de la soude et de la silice par ces roches fut plus active que par les dolérites, sans doute en raison de leur température plus basse au moment de la montée de ces éléments à partir du magma sous-jacent. On sait, en effet, que l'albitisation, notamment, se produit à basse température (P. ESKOLA l'a réalisée en laboratoire à 250°).

On ne peut exclure, d'autre part, que la présence d'eau de mer à des pressions encore assez fortes (300 ou 400 kg.) ait pu favoriser la «sodification» des roches les plus superficielles. L'inverse peut également être vrai: il n'est pas impossible que le sodium de l'eau de mer provienne en partie des multiples éruptions ophiolithiques qui se sont produites sur son fond au cours d'innombrables cycles orogéniques.

CHAPITRE IV

CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE PETROGRAPHIQUE.

L'étude pétrographique qui précède, si succincte qu'elle soit du point de vue descriptif, eu égard aux dimensions de son objet, nous permet de confirmer ou de préciser certaines des conclusions auxquelles nous avait conduits l'étude géologique des ophiolithes.

1) Unité du cortège ophiolithique.

L'étude géologique nous avait montré que les diverses roches du cortège ophiolithique étaient, quelle que soit leur structure, constamment associées sur le terrain et n'étaient point séparées par des formations sédimentaires qui pourraient indiquer qu'elles aient une origine et un âge différents. L'étude pétrographique, notamment celle des zones ayant un caractère de transition, nous a montré de quelle manière des roches aussi différentes peuvent passer des unes aux autres. Nous avons vu notamment que ces passages ne sont point graduels et continus, mais sont dominés par l'existence des lits et des alternances rythmiques sur lesquels nous reviendrons un peu plus loin.

Les passages des péridotites aux gabbros, roches également grenues, qualifiées les unes et les autres d'intrusives, n'offrent pas de difficulté théorique; les roches intermédiaires sont les troctolites, les pyroxénites et les gabbros à olivine.

La communauté d'origine entre les gabbros et les dolérites a été plus discutée. Effectivement, ces deux roches correspondent à des modes de cristallisation différents, comme cela a été souligné dans les conclusions du chapitre II (p. 329). Cependant, de même qu'elles sont étroitement associées sur le terrain et sont voisines par leur composition chimique, de même ces roches tendent elles l'une vers l'autre par leur structure. Les gabbros à grain fin des niveaux supérieurs se rapprochent incontestablement des ophites et parfois des dolérites; d'autre part, selon la taille de leurs minéraux, mais en conservant le même aspect macroscopique, les dolérites peuvent être considérées soit comme des microgabbros, soit comme des roches microlithiques holocristallines.

Enfin, nous l'avons vu, la distinction entre dolérites et roches microlithiques est impossible dans les cas limites.

L'impression d'unité qui se dégage de l'étude géologique et des relations de terrain des ophiolithes se voit donc confirmée par leur étude pétrographique. En dépit de leurs différences de composition chimique et de structure, les roches qui composent le cortège ophiolithique peuvent donc être issues d'une seule venue magmatique et être du même âge.

Il convient d'insister ici sur la prudence avec laquelle on doit tirer des conclusions de la présence de filons de l'une des roches du cortège ophiolitique dans une autre. D'une part, certains lits isolés dans une masse homogène — tels parfois les lits de troctolithes dans des péridotites — peuvent être pris pour des filons ; d'autre part, j'ai, plus d'une fois, indiqué que de véritables filons existent effectivement : cependant, formés presque toujours de roches très semblables à leurs épontes, ils peuvent témoigner, soit de quelques irrégularités dans la cristallisation, soit d'une minime antériorité de la consolidation d'une roche par rapport à l'autre, les deux roches étant issues d'une même venue magmatique. De telles interpénétrations sont fréquentes entre les gabbros et les dolérites.

2) L'ensemble des ophiolithes a une origine magmatique.

Cette conclusion est une conséquence de la précédente. En effet, l'origine magmatique des roches microlithiques et doléritiques étant indéniable, l'unité d'origine du cortège ophiolitique implique que les roches grenues ont également une origine magmatique. On ne peut évoquer à leur propos les hypothèses métasomatistes qui ont été suggérées par l'étude des granites et des gneiss. J'ai déjà signalé, d'ailleurs, que la netteté des passages entre les péridotites et les roches sédimentaires excluait toute hypothèse de cet ordre. J'ai aussi indiqué dans une communication au Congrès géologique d'Alger (1952) que, pour des raisons du même ordre (faiblesse du métamorphisme), l'hypothèse du «down-buckling» formulée par H. H. HESS (1937-1938) ne peut s'appliquer aux roches du cortège ophiolithique, tout au moins pas à celles des Dinarides.

3) Du point de vue pétrographique, l'hypothèse d'un épanchement sous-marin massif est : a) possible, b) la seule admissible.

Cette hypothèse, qui a été suggérée par l'observation géologique, est en effet admissible du seul fait de l'existence des roches microlithiques, puis doléritiques, et de l'unité d'origine entre celles-ci et les roches grenues. Elle est, dans ces conditions, la seule admissible car, si l'on peut en effet concevoir — et si l'on a déjà observé en divers points du globe — la formation de dolérites, puis de gabbros, au cœur d'un épanchement suffisamment massif, il serait contraire à toutes nos observations d'envisager la formation de grandes quantités de roches microlithiques scoriacées autrement que par le moyen d'un épanchement. En outre, les relations géologiques des ophiolithes indiquent sans conteste que cet épanchement fut sous-marin.

Les modalités d'une telle venue magmatique ne peuvent faire l'objet que de suppositions puisqu'elles sont aussi inaccessibles à l'observation directe que le sont les grands phénomènes de plissement dont personne pourtant ne songe à nier qu'ils se soient produits au cours de l'histoire de la Terre. Il faut se résigner à ce que certains faits géologiques échappent aux analogies actualistes. Il y a en vérité moins de disparité entre les manifestations volcaniques dont nous pouvons être les témoins et les venues massives qu'impliquent les traînées

ophiolithiques qu'entre les infimes déplacements résultant des tremblements de terre et les charriages alpins.

La disposition des massifs ophiolithiques et d'autres observations géologiques nous avaient conduits à situer l'origine de l'extrusion ophiolithique sur l'emplacement du sillon méso-hellénique où une fissure de distension se serait produite à la limite du massif pélagonien, anciennement plissé, et de la fosse orogène pindique ; et à admettre que, par cette fissure, le magma basique issu de zones profondes serait monté (voir note infra-paginale p. 100), puis se serait épanché, d'une part vers le NE sur le fond de la mer qui recouvrait le massif pélagonien (surtout le long du fossé transversal que représentait le couloir de Kozani), d'autre part vers le SW, vers la fosse orogène pindique. Dans cette dernière direction, l'épanchement semble aussi avoir été irrégulier : la disposition actuelle des masses éruptives donne l'impression qu'en dehors du secteur central, situé dans le prolongement du couloir de Kozani, le magma, contenu — selon l'hypothèse de L. DUBERTRET citée p. 261, § 4 — dans une grande enveloppe de roches scoriacées, microlithiques et doléritiques, se serait accumulé dans le fond de la fosse orogène, ne laissant sur les pentes de celle-ci qu'une couverture relativement mince, parfois essentiellement doléritique ou microlithique (fig. 28, p. 98). De tels mouvements de la masse magmatique à l'intérieur de son enveloppe plus ou moins consolidée pourraient expliquer les irrégularités que l'on constate parfois dans la succession des roches éruptives. Il est remarquable que cette succession soit la plus complète dans le Vourinos et le secteur central, où les épaisseurs sont maximales, où l'extrusion a pu trouver le lit le plus régulier.

Par contre, l'accumulation de magma dans les parties les plus déprimées d'une poche de roches doléritiques consolidées offre, en conjonction avec la différenciation magmatique s'opérant de bas en haut, une explication satisfaisante des passages rapides de roches grenues riches en olivine à des dolérites ; de tels passages s'observent effectivement dans l'axe de la chaîne du Pinde (Vassilitsa, Pl. XI, fig. 5).

On peut se demander pourquoi un épanchement de magma basique aurait pris la forme d'une accumulation ophiolithique plutôt que celle d'un épanchement ordinaire, de faible épaisseur et largement étalé (Dekkan, etc.).

A ne considérer que les roches microlithiques, à l'exclusion même des roches grenues, faits sont là : on est en présence d'un épanchement de dimensions anormales. La disposition des axes ophiolithiques par rapport aux zones d'orogénèse suggère que ces dimensions ont résulté de la conjonction — mais d'une conjonction nécessaire, exprimant soit une relation de cause à effet, soit le ^{li}lieu de deux phénomènes à une même cause — d'une fissure anormalement grande et d'une dépression particulièrement accusée de la lithosphère, autrement dit, d'une fosse orogène. Pour que les laves du Dekkan aient pu s'étaler sur 500.000 km², il a fallu qu'elles trouvent une surface continentale qui le permette ; l'épanchement ophiolithique devait être limité et contenu par le relief préorogénique accentué de la région qui lui a donné naissance. En outre, nous n'avons guère de lumières sur ce que peut être le comportement d'un épanchement magmatique sous une grande épaisseur d'eau de mer. A en juger par

la puissance des roches microlithiques et doléritiques, la croûte dut se consolider assez rapidement pour jouer un grand rôle dans la rétention de la masse magmatique.

4) Les conditions de mise en place des ophiolithes peuvent expliquer leurs caractéristiques pétrographiques.

En dehors de leur basicité qui, comme par exemple la teneur en chrome, tient à la nature première du magma¹, les masses ophiolithiques sont caractérisées par un haut degré de différenciation, par des variations telles qu'on n'en trouve dans aucun autre système éruptif, enfin par un certain ordre, une zonation dans ces variations.

J'ai déjà souligné, à propos du litage (conclusions du chapitre I, p. 314), l'importance de la présence d'un fond solide sous la masse magmatique. Nous n'étions pas loin, alors, de la base de la série ; nous savons maintenant aussi ce qui s'est passé dans ses parties supérieures, à savoir l'afflux des matières volatiles et solubles, notamment de l'eau, de la soude et de la silice. Enfermée entre son fond solide et son enveloppe scoriacée et doléritique, la masse magmatique s'est comportée comme elle l'aurait fait dans une immense cornue. A l'abri des apports étrangers qui auraient pu provenir des profondeurs, la différenciation s'y est poursuivie d'une manière presque idéalement conforme à la théorie.

Seules les roches microlithiques et doléritiques, consolidées assez rapidement, ont échappé à cette différenciation ; elles en ont subi cependant le contre-coup sous la forme des altérations qu'ont provoquées chez elles les agents minéralisateurs issus de la masse sous-jacente, avant tout, l'eau, la soude et la silice. Sans ces altérations, elles représenteraient exactement le magma primitif et l'on peut considérer que celui-ci devait être à peu de chose près un magma basaltique. Les massifs uniquement périclinitiques sont exceptionnels (Nouvelle-Calédonie) ; aussi ne peut-on rapporter les émissions ophiolithiques (cf. P. ROUTHIER 1953) à la «couche périclinitique» des géophysiciens.

Dans la poche magmatique définitivement isolée et non encore consolidée qui se trouvait sous les dolérites, les processus de cristallisation et de différenciation se sont déroulés à peu près de la manière que laissaient prévoir les recherches des pétrographes, notamment celles de N. L. BOWEN (1928, p. 60) : formation successive, par ordre de complexité chimique et structurale croissante, ainsi que d'enrichissement en silice, des minéraux magnésiens, ferrifères, alumino-calciques, hydratés, alcalins ; soit, d'une part, périclins, orthopyroxènes (enstatite puis hypersthène), amphiboles ; d'autre part, plagioclases calciques, albite. Ni micas, ni orthose. En effet, le magma était assurément pauvre en potassium, comme il était riche en calcium.

Cette succession d'apparence simple fut en réalité dominée par des phénomènes complexes : départ des éléments volatils par ébullition fractionnée,

1. Encore que l'accumulation du fer chromé doive être en relation avec l'existence d'un fond solide à la base de la masse magmatique.

réactions continues entre les phases solides et liquides en présence, etc. On peut cependant, en se fondant sur nos observations géologiques et pétrographiques, tenter de retracer le déroulement des phénomènes.

La conséquence la plus immédiate de la montée du magma dut être la détente. Alors que le refroidissement se propage lentement, la baisse de pression est immédiate et ses effets ne le sont pas moins¹ : c'est, avant tout, le départ, la séparation brusque par ébullition fractionnée, des éléments volatils, en tout premier lieu de l'eau. Quel que fut son état physique, l'eau pouvait entraîner les matériaux solubles, notamment les alcalins et la silice. Le départ des éléments volatils et minéralisateurs laisse le bain résiduel en déséquilibre et déclenche la cristallisation des silicates les moins solubles et les moins fusibles : l'observation et l'expérience (cf. BOWEN et SCHAIRER, 1935) montrent que les péridots cristallisent en premier, et, parmi eux, d'abord les plus magnésiens. A titre indicatif, rappelons que la plus haute teneur en magnésie (46, 40 %) a été trouvée dans la péridotite n° 207, prélevée à la base du Vourinos.

L'observation des plaques minces ne laisse, dans la plupart des cas, aucun doute sur l'antériorité des olivines par rapport aux autres minéraux ; c'est là un fait bien connu. Ajoutons que dans plusieurs plaques où les olivines étaient en minorité (troctolithes diverses, plaques 322, 322 bis, Pl. XVIII, fig. 4 et 5), celles-ci sont isolées d'abord dans les feldspaths puis dans les pyroxènes monocliniques, évoquant d'une manière saisissante une pluie de grains d'olivine flottant ou tombant lentement dans un bain de composition déjà différente ; les formes arrondies des grains d'olivine donnent l'impression qu'ils ont été attaqués par le milieu qui les entourait².

L'accumulation de l'olivine à la base de masses magmatiques isolées est observée assez souvent pour que l'on puisse considérer la chute des olivines dans un bain résiduel sous l'influence de la gravité comme un fait acquis ; on peut rappeler l'exemple célèbre du sill de Palisades (cf. F. WALKER, *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1940, p. 1059) ; le processus a même été constaté dans certaines coulées du Dekkan. On peut donc sans hésiter attribuer à la gravité la variation générale que nous avons décrite et la présence des péridotites à la base du complexe ophiolithique, particulièrement évidente dans le Vourinos.

C'est ici qu'intervient le rôle déterminant des conditions de mise en place dans la différenciation du magma, rôle dont j'ai souligné l'importance dans le titre de ce paragraphe. En effet, si la masse magmatique ne reposait pas sur un fond solide (plancher), qui permit l'accumulation des olivines, il n'y aurait pas formation de péridotites : non seulement il n'y aurait point accumulation de péridots mais encore, quel que soit le mode de formation de la roche - serait-ce même « dans le solide » -, il y aurait des apports étrangers venus des profondeurs qui interdiraient la formation d'une roche de compo-

1. S'il y eut certainement détente par rapport aux conditions dans lesquelles se trouvait le magma avant sa montée, la consolidation de ses parties superficielles se ressentit de la pression subsistante due à la lame d'eau de mer sus-jacente.

2. Les phénocristaux d'olivine des basaltes sont souvent automorphes ; on peut penser que le refroidissement est ici trop brutal et que le magma n'est plus capable d'agir sur les péridots.

tion aussi simple, presque monominérale. C'est aussi la présence de ce fond solide qui permet d'expliquer, nous l'avons vu, que la variation lithologique ne soit pas progressive et uniforme mais que se produisent, par réaction entre les roches en voie de formation sur le fond et la phase fluide sus-jacente, les variations rythmiques et les lits alternants si caractéristiques des ophiolithes.

On comprend donc pourquoi, alors que les batolithes sont essentiellement granitiques et généralement homogènes¹, tous les exemples connus de roches éruptives stratifiées et montrant des variations générales alliées à des variations rythmiques sont des massifs basiques reposant sur des terrains sédimentaires: laccolithes, lopolithes, phacolithes, sills de grandes dimensions, enfin épanchements ophiolithiques. Citons les massifs de Bushveld, en Afrique du Sud², de Duluth, Sudbury et Stillwater, en Amérique du Nord, de Skaergaard, au Groenland, de Skye, Rum et Bellhelvie, en Grande-Bretagne, enfin l'épanchement ophiolithique de Syrie (DUBERTRET, 1953). L'un des caractères les plus constants de ces complexes stratifiés est le parallélisme entre les lits et la base des roches éruptives.

La ségrégation précoce des péridots a pour conséquence l'appauvrissement du magma résiduel en Mg, puis en Fe, et son enrichissement corrélatif en Al, Si et Ca; aussi les olivines qui y sont demeurées montrent-elles, par l'apparition de franges de réaction, qu'elles s'y trouvaient en état de déséquilibre avec la phase fluide. Ce sont encore les conditions de gisement, par les faibles pressions qui régnaient dans cette poche superficielle de magma, qui permettent la formation de troctolites où se trouvent anormalement associées des olivines et des plagioclases (tétracoordination de l'aluminium: cf. conclusions du chapitre I, p. 315-316).

Lorsque les possibilités de formation de l'olivine sont épuisées, les plagioclases calciques et les pyroxènes alumino-calciques, parfois l'hypersthène, cristallisent parallèlement, l'ordre de formation des minéraux variant suivant la composition du bain au voisinage du front de consolidation (plaque 312, p. 322). La roche moyenne est un gabbro calcique très pauvre en alcalis; ces derniers ont encore pu échapper à la cristallisation, leur départ étant favorisé par la pression réduite et la température encore relativement haute.

En même temps que la consolidation se propageait à la partie inférieure de la masse magmatique, nous avons vu que d'autres phénomènes se poursuivaient dans ses parties moyennes et supérieures. La masse encore fluide devait être le siège de brassages dus aux courants descendants et ascendants provoqués par les échanges de matières, brassages dont témoignent les structures irrégulières, évoquant des filons, qui ont été plusieurs fois mentionnés et qui

1. Seuls certains granites syntectoniques sont hétérogènes, sinon stratifiés (Plateau de Mille Vaches, granites du Niger, signalés par M. ROQUES); on peut penser que les variations de pression au cours de la consolidation ont provoqué les variations de composition, et surtout de structure qui caractérisent ces granites.

2. L'hypothèse de VAN BILJON (*Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1949, pp. 1—175) sur l'origine sédimentaire des roches du Bushveld, n'est pas acceptée par tous les géologues locaux. Cf. VISSER H. P. «The Geology of the Koedoes Rand Area, Northern Transvaal». *Publ. Dept. of Mines, Geol. Surv. South Africa*, 1953.

rompent la succession des lits alternants. Dans les parties supérieures, sous l'enveloppe doléritique, s'accumulaient les matériaux volatils, alcalins et solubles, d'où la naissance de roches à amphiboles, à chlorites, enfin à quartz libre et à albite. L'échantillon 624 (pegmatite graphique à quartz, albite et un peu de chlorite) représente un terme extrême de cette évolution; il témoigne aussi de l'existence des températures les plus basses et de pressions très réduites¹.

La limite entre les gabbros et le dolérites est la plus irrégulière. Ici se sont rencontrés deux fronts de consolidation, l'un progressant de bas en haut, l'autre ayant progressé de haut en bas mais pouvant être le siège de refusions partielles sous l'influence des minéralisateurs, en même temps que de pénétrations mécaniques, comme en témoignent les limites floues entre roches différentes dans les brèches magmatiques et les pseudo-filons.

En outre, l'ensemble de la croûte doléritique et microlithique a subi, sans fusion, de profondes altérations, par suite de la migration, dans sa masse, des matériaux labiles émanant du réservoir magmatique sous-jacent. Les dolérites et les roches microlithiques ont été envahies par l'eau (ouralitisation, chloritisation), par la soude (albitisation), par la silice, accessoirement par des sulfures. L'expérience de P. ESCOLA, déjà évoquée, nous donne ici une nouvelle indication de température, puisqu'il parvint à albitiser du basalte, en laboratoire, à 250°.

Le contraste, maintes fois souligné, entre la pauvreté en alcalis des roches grenues basiques et l'enrichissement en soude que leur magma a été capable de provoquer dans son enveloppe avait déjà fait l'objet des observations de A. LACROIX (1895) à propos des lherzolites des Pyrénées. Ces roches, agissant sur des marnes, terrains très susceptibles de transformations, donnent naissance à des minéraux variés, tous riches en alcalis, tels que le dipyre, l'albite, l'orthose, les micas, etc. On sait que les lherzolites des Pyrénées se sont insérées dans des formations mésozoïques, en les disloquant, et à faible profondeur (cf. A. LACROIX, le gabbro du Palet, p. 29 et suivantes). L'origine du contraste qui nous occupe peut donc encore être trouvée dans les conditions de mise en place: départ des alcalis rendu possible par la détente jointe au maintien prolongé de températures relativement élevées, absence d'apports provenant de zones plutoniennes.

J'ai déjà indiqué que la faiblesse du métamorphisme d'apport dans les terrains sous-jacents aux ophiolithes peut être rapportée à la position de ces terrains sous l'extrusion ophiolithique sous-marine, hors de l'atteinte des minéralisateurs fuyant vers le haut. Cette faiblesse des apports apparaît maintenant d'autant plus compréhensible que l'on sait qu'une vaste plaque de péridotite consolidée s'est accumulée, sans doute très rapidement, sur le fond de

1. Une indication sur la pression est fournie par la présence de feldspaths automorphes dans des plages de quartz et non de l'inverse, cas général dans les micropegmatites issues de granites; en effet, l'expérience montre que dans un mélange fondu de composition quartz + feldspath, le point eutectique se déplace vers le quartz avec la réduction de la pression: le feldspath cristallisera donc seul plus longtemps.

l'extrusion magmatique. Nous avons donc là un dernier phénomène du cortège ophiolithique qui est à mettre au compte des conditions de mise en place de celui-ci.

L'opposition entre roches d'extrusion, ou d'intrusion superficielle - autrement dit, roches allochtones - (BRUNN, 1950) de type basique, d'une part, et batholithes granitiques, de l'autre, qui a dominé les quelques considérations qui précèdent, n'est autre que l'extension de l'observation déjà ancienne, formulée notamment par R. A. DALY (1933), à savoir que l'immense majorité des batholithes sont granitiques tandis que l'immense majorité des effusions sont basaltiques. Cette dernière affirmation prend un caractère encore plus général si aux basaltes on ajoute les grands massifs basiques énumérés plus haut, en soulignant leur caractère extrusif ou semi-extrusif. La nature d'une roche se voit déterminée par ses conditions de mise en place, et celles-ci par l'orogénèse.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdalian, S.** 1925. L'Epire méridionale et ses gisements pétrolifères. Etude morphologique, géologique, pétrographique et technique. Paris, 8°.
- Ampferer, O.** 1923. Voir à HAMMER W.
- Arambourg, G.** 1929. Les vertébrés du Pontien de Salonique. *Ann. de Paléont.* **18**, p. 59—140, Pl. III—XIV.
- Arni, P.** 1933. *Siderolites heracleae* im Maestrichtien des thessalischen Pindos. *Ecl. geol. Helv.* **26**, 1, p. 105—110.
- Arthaber, G.** 1911. Die Trias von Albanien. *Beiträge zur Pal. und Geol. Österr. Ung. und des Orients*, **24**, p. 169—277.
- Aubert de La Rüe, E.**
et de Chételat, L. 1924. Observations sur les roches vertes de l'Albanie du Nord et quelques gisements métallifères qui s'y rattachent. *BSGF* (4) **24**, p. 33—47, 2 fig., une planche.
- Aubouin, J.** 1955. Une coupe du Pinde méridional entre la Thessalie et l'Epire (Grèce). *C. R. somm. SGF* p. 64 (présentation). *BSGF* (6) **5**, p. 143—154.
- 1955b. Les couches de passage au Flysch dans l'E du Pinde méridional (synclinal de Tyrna—Perliango, Thessalie, Grèce) *C. R. somm. SGF* p. 137—141. Un tableau.
- Becke, F.** 1878. Gesteine aus Griechenland. *Tchermaks Min. Mitt.* I, p. 142, 459—464, 469—493. II, p. 17—77.
- Benson, W. N.** 1918. The origin of serpentinization. *Amer. Journ. Sc.* 5ème série, **46**, No 276, p. 693 et suiv.
- Besić, Z.** 1936. Communication prélim. sur la Géologie du Monténégro. *Ann. géol. Pén. Balk.* **13**, p. 5—6.
- » 1937. Géologie de la région de Niksicka Zupa (Crna Gora). *Ann. géol. Pén. Balk.* **14**, p. 85—86 (rés. français).
- » 1952. La disposition des faciès des couches dans les Dinarides. *19ème Congrès géol. Int.*, section XIII, f. XIII, p. 67—75.
- Biot, P.** Synthèses récentes relatives à la structure de la Grèce. *Ann. géogr.* **57**, No 305, p. 87—88.
- Bittner, A.** 1890. Brachiopoden des alpinen Trias. *Abhd. K. K. Geol. RA*, **14**, p. 7, Pl. XXXVI, fig. 41—47.
- » 1902. Brachiopoden und Lamellibranchiaten aus der Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien. *Jb. geol. RA*, **52**, p. 537. Pl. XVIII, fig. 10—15.
- Blumenthal, M.** 1931. Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge. *Ecl. geol. Helv.* **24**, No 2, p. 347—372, fig. 2.
- Boblaye et Virlet** 1933. Expédition scientifique de Morée. Paris, in—4.
- Boncev, E.** 1936. Versuch einer tektonischer Synthese Bulgariens (Zusammenfassung). *Gca. Bca.* **2**, p. 5 à 8.
- Boncev, S.** 1936. Geologische Karte der östlichen und zentralen Balkanhalbinsel. 1 : 800.000, 2 feuilles. Sofia.
- Boué, Ami** 1834. Résumé des progrès des sciences géologiques pendant l'année 1832, *BSGF* 1ère série, 1834, p. 346—383.
- » » 1837. Résultats de ma première tournée dans le Nord et le Centre de la Turquie d'Europe, faite, en partie, en compagnie de MM. de Montalembert et de Viquesnel. *BSGF* (1) **8**, p. 14—63.

- Boué, Ami** 1839a. Résultats des voyages en Turquie d'Europe et en Thessalie. *BSGF*, (1) 2, p. 94.
- » » 1839b. Mitteil. aus der westlichen Türkei (Serbien und Albanien). *N. Jb.* 1839, p. 553.
- » » 1840. La Turquie d'Europe, 4 vol. in 8, Paris.
- » » 1869. Petrogr. geognost. Detailbeobachtungen in der europäischen Türkei. *Wiener Akad. Anzeiger*.
- » » 1870. Mineral. geognost. Detailbeobachtungen, etc. *Sitzungsber. k. k. Wien. Ak.*, M. N. Kl., 61.
- » » 1878. Erläuterungen über einige orogr. und topogr. Details der europäischen Türkei. *Sitzungsber. k. k. Akad. Wien*, M. N. Kl. 77, 1878.
- Bourcart, J.** 1919a. Notice provisoire sur les feuilles de Pogradec et Cora Top. *Etude géologique de l'Albanie et de la Macédoine*, 2 C. A. A. Service topographique des Armées alliées en Orient. Salonique, 1er Janvier 1919, 12 p., 2 profils, 3 dessins h. t.
- » 1919b. Sur la découverte du Priabonien dans la région de Salonique. *C. R. Ac. Sc.* 28 Avril 1919.
- » 1919c. Sur les terrains tertiaires de l'Albanie moyenne. *C.R. somm. SGF*, p. 83—84.
- » 1920a. Sur la glaciation quaternaire de l'Albanie moyenne. *C.R. Ac. Sc.* 9 fév. 1920, p. 318—319.
- » 1920b. Sur la découverte du Crétacé et du Tertiaire de l'Albanie méridionale. *C.R. Ac. Sc.* 21 Décembre 1920.
- » 1921. Carte géologique des confins albanais, levée par ordre du Maréchal de France Franchet d'Espérey. 1/200.000 en couleurs. *Service géographique de l'Armée*.
- » 1922a. Les confins albanais administrés par la France, in 4°, Delagrave, Paris.
- » 1922b. Les massifs montagneux du NW de la Macédoine. *La Géographie*. 37, p. 417—419, Paris.
- » 1924a. Sur des mouvements récents en Albanie occidentale. *C.R. Ac. Sc.* 178, p. 953.
- » 1924b. Observations sur la nature des mouvements récents en Albanie occidentale. *C. R. Ac. Sc.* 178, p. 1086.
- » 1924c. Une hypothèse sur la formation de l'Adriatique. *C.R. Ac. Sc.* 178, p. 1298.
- » 1925a. Sur la stratigraphie de l'Albanie orientale. A propos de deux Notes de M. E. Nowack. *C. R. somm. SGF.*, p. 11—14.
- » 1925b. Observations nouvelles sur la tectonique de l'Albanie moyenne. *BSGF*. (4) 25, p. 391—428.
- » 1926. Nouvelles observations sur la structure des Dinarides adriatiques. *XIVe Congr. géol. Int. Comptes rendus*. Madrid, 1929.
- » 1926a. Quelques observations préliminaires sur la stratigraphie de la côte et des îles ragusaines. *C.R. somm. SGF.*, p. 21—23.
- » 1926b. Sur la stratigraphie des bouches de Cattaro. *C. R. Ac. Sc.* 183, p. 220.
- » 1926c. Observations préliminaires sur la tectonique des bouches de Cattaro, *ibid.* p. 423.
- » 1926d. Essai d'interprétation morphologique des bouches de Cattaro, *ibid.* p. 479.
- » 1926e. Gisements pliocènes du lac de Scutari (Albanie). *Journal de Conchyliologie*, 70, p. 81.
- » 1938. La marge continentale. Essai sur les régressions et les transgressions marines *BSGF*. (5) 8, p. 393—474.

- Bourcart, J.** 1949. La théorie de la flexure continentale. *C. R. XVIe Congrès Intern. de Géogr., Lisbonne.*
- Bourcart, J. et Cossmann, M.** 1921. Les lignites oligocènes de la Morava. *BSGF* (4) **21**, p. 159—178.
- Bowen, N. L.** 1927. The origin of ultra-basic and related rocks. *Amer. Journ. of Sc.* No 14, p. 89—148.
- » » 1928. *Evolution of igneous rocks.* Princeton University Press.
- Bowen, N. L. et Schairer, J. F.** 1933. The problem of the intrusion of Dunite. *16ème Congrès géol. Int., I*, p. 391—396, Wash.
- » » 1935. The system MgO , FeO , SiO_2 . *Amer. Journ. of Sc.* **29**, p. 151—217.
- Bowen, N. L. et Tuttle, O. F.** 1948. Serpentine and Talc equilibria. *XVIIIe Congr. géol. Int. Londres*, 1948, p. 36—47.
- » » 1949. The system MgO , SiO_2 , H_2O . *Bull. géol. Soc. of Amer.* **9**, p. 449—460.
- Brunn, J. H.** 1938. Sur l'Oligocène du Pinde septentrional (Grèce), *C. R. somm. SGF.*, p. 186.
- » » 1939. Nouvelles observations sur la bordure SW du sillon albano-thessalien en Grèce. *C. R. Ac. Sc.* **208**, p. 1325—1327.
- » » 1940a. Sur les roches basiques du Pinde et de la Macédoine occidentale. *C. R. Ac. Sc.*, **210**, p. 109—111.
- » » 1940b. Conditions de gisement des roches basiques en Macédoine occidentale. *C. R. Ac. Sc.*, **210**, p. 735.
- » » 1943. Note préliminaire sur la présence de roches volcaniques dans le complexe de roches vertes du Pinde. *Ann. géol. des pays helléniques*, **1**, p. 97—103, Pl. VII(I). Athènes.
- » » 1948a. Remarques sur la sédimentation dans le sillon tertiaire albano-thessalien. *C. R. Ac. Sc.*, **226**, p. 940.
- » » 1948b. Sur le comportement du sillon albano-thessalien au cours de l'orogénèse. *C. R. Ac. Sc.*, **226**, p. 1461.
- » » 1948c. Sur le massif faillé de Gamila. *C. R. somm. SGF.*, p. 153.
- » » 1950. Ségrégation stratifiée dans une péridotite du Pinde et conditions de mise en place des ophiolithes (Roches vertes). *C. R. Ac. Sc.*, **230**, p. 988.
- » » 1952a. Une coupe à travers le Pinde septentrional et la Macédoine occidentale. *C. R. somm. SGF.*, p. 60, 1 fig.
- » » 1952b. Les éruptions ophiolithiques dans le NW de la Grèce et leurs rapports avec l'orogénèse. *18ème Congr. géol. Int.*, Section XV, fasc. XVII, p. 19—27.
- Brunn, J. H.** 1955. Quelques formes nouvelles de Polypiers et de Foraminifères de l'Oligocène et du Miocène du NW de la Grèce. *BSGF*, (6), **5**, p. 193—205 Pl. VIII—X.
- Chevalier, J. P. Marie, P.**
- Bukowski, G. von** 1904. Erläuterungen zur geologischen Detailkarte von Süddalmatien. Blatt Budua. Wien 1904, 66 S. (*Geologische Spezialkarte* 1:7500).
- » » 1906. Oberkarbon der Gegend von Castellastua in Süddalmatien. *Verh. geol. R. A.*, p. 337—342. Vienne, 1906.
- Burri, C. Niggli, P.** 1945. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. **1**. *Publ. d. Vulkaninstitut Immanuel Friedländer*. Zurich.
- Caraci, C.** 1934. Una nuova carta della Macedonia. *Boll. roy. Soc. Geogr. Ital.* Série 6, **11**, p. 328—333. Rome.
- Cayeux, L.** 1903. Existence du Crétacé en Argolide. *C. R. Ac. Sc.*, 19 Janvier 1903.
- » » 1903b. Existence du Jurassique supérieur et de l'Infra-crétacé dans l'île de Crète. *C. R. Ac. Sc.*, 2 Février 1903.

- Cayeux, L.** 1903c. Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. *C. R. Ac. Sc.* 16 Février 1903.
- » » 1903d. Eruptions d'âge secondaire dans l'Ile de Crète. *C. R. Ac. Sc.*, 23 Février 1903.
- » » 1904. Géologie des environs de Nauplie. Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé en Argolide. *BSGF.*, (4) 4, p. 87—105.
- » » 1908. Découverte de *l'Eléphas antiquus* à l'Ile de Delos (Cyclades). *C.R. Ac. Sc.* 30 Nov. 1908.
- » » 1911a. Transformations du massif des Cyclades à la fin des temps tertiaires et au commencement de l'époque quaternaire. *C.R. Ac. Sc.* 152, p. 1796.
- » » 1911b. Existence des calcaires à Gyroporelles dans les Cyclades (Myconos). *C.R. Ac. Sc.* 30 Janv. 1911.
- » » 1924. La question des Jaspes à Radiolaires du point de vue bathymétrique. *C.R. somm. SGF.*, p. 11.
- Cizancourt, M^{me} de** 1930. Sur la stratigraphie et la faune du Flysch de l'Albanie. *BSGF.* (4) 30, p. 95—112.
- Cornelius, H. P.** 1951. Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. *Geol. Rundsch.* 39, p. 216—221.
- Cvijić, J.** 1900. L'époque glaciaire de la péninsule balkanique. *Ann. de Geogr.* 9, p. 359—372, 2 cartes.
- » 1901a. Die tektonischen Vorgänge in der Rhodopemasse. *Sb. k. k. Akad. Wiss. M. N. Kl.* 110, p. 409—432, 1 carte.
- » 1901b. Die dinarisch-albanesische Scharung. *Sb. k. k. Akad. Wiss. M. N. Kl.* 110, p. 437—478, 1 carte.
- » 1903a. Die Tektonik der Balkanhalbinsel. *Congr. Geol. Int. Vienne*, 1, 1903, p. 347—370.
- » 1903b. Atlas géologique de la Macédoine et de Vieille Serbie. *Edit. de l'Acad. d. Sc. Belgrade*.
- » 1908a. Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. *Pet. Mitt. Ergänzungsheft* 162. Gotha, 392 p. (avec la carte de l'ouvrage précédent).
- » 1911. L'ancien lac Egéen. *Ann. de Géogr.*, 20, p. 233—259, 3 Pl., 2 cartes.
- » 1917. L'époque glaciaire de la Péninsule balkanique. *Ann. de Géogr.*, 26, p. 189—218, 273—290.
- Dalloni, M.** 1921. Sur les terrains tertiaires de la haute Thessalie et de l'Epire. *C.R. somm. SGF.*, p. 25 (observations de J. Bourcart).
- » » 1923. Contribution à l'étude des terrains tertiaires de la Thessalie et de l'Epire. *BSGF.* (4) 23, p. 284—294, 1 fig.
- Daly, R. A.** 1906. Abyssal igneous injections. *Amer. Journ. Sc.* 4th ser. 22, p. 195—216.
- » » 1933. Igneous rocks and the depths of the Earth, 1 Vol.
- Davi, E. N.** 1950. Les péridotites de l'Eubée méridionale. *Ann. géol. des pays hellén.* 3, p. 52—64.
- De Launay, L.** 1893. Etudes géologiques sur la mer Egée. *Ann. Min.* 13, 2e livrais., p. 157—316, carte au 1/3.500.000.
- Deprat, J.** 1903. Note préliminaire sur la géologie de l'île d'Eubée. *BSGF.* (4), 3, p. 229—243.
- » » 1904a. Note sur une diabase ophitique d'Epidaure (Péloponèse). *BSGF.*, (3), 4, p. 247—250.
- » » 1904b. Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Thèse in 8°. Besançon.
- Dewey, H. et Flett, J. S.** 1911. On some british pillow-lavas and the rocks associated with them. *Geol. Mag.* V. 8, p. 208—209, 241—248.

- Dollfus, G.** 1921. Faune malacologique du Sarmatien de Yanina en Epire. *C. R. somm. SGF*, p. 151—152.
- Douvillé, H.** 1896. Sur une Ammonite triasique recueillie en Grèce. *BSGF*, (3) 24, p. 799—800.
- » » 1921. Mélanges paléontologiques: Genre *Itruvia* (Crétacé d'Albanie). *Journ. de Conch.* 66, p. 151—152.
- Draeger, J.** 1892. Versteinerungen aus der Kreide und aus dem Tertiär von Korca in Albanien. *Jb. k. k. geol. R.A.*, p. 337—340.
- Dubertret, L.** 1953. Géologie des Roches vertes de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes et mémoires sur le Moyen Orient*. T. IV.
- Eskola, P.** 1935. An experimental illustration of the spilite reaction *C.R. Soc. Géol. de Finlande*, 9, p. 2.
- Georgiades, A. N.** 1937. Contribution à l'étude du cristallophyllien du Pélion (Thessalie). *Prak. Ac. Ath.*, 12, p. 60—70.
- Gillet, S.** 1937. Sur la présence du Pontien *sensu-stricto* dans la région de Salonique. *C.R. Ac. Sc.*, 205, p. 1243—1244.
- Glangeaud, L.** 1948. Thermodynamique de la pétrogénèse profonde. *Congr. int. géol.* Londres, part. III, 8 fig.
- » » 1952. Réflexions sur les travaux de la XVème section (Paléovolcanologie et tectonique). *XIX Congr. géol. intern. Alger*. Sect. XV, fasc. XVII, p. 233—239.
- Goebel, F.** 1919. Eine geologische Kartierung im mazedonisch—albanischen Grenzgebiet beiderseits des Ochridasees. *Bericht der M. Phys. Kl. d. Sächs. Ak. d. Wiss.*, 71, p. 257—276. Leipzig.
- Gorceix, H.** 1873. Sur le gisement de Mammifères fossiles de Lapsista (Macédoine). *BSGF* (3) 1, p. 254, 365.
- » » 1874a. Note sur l'île de Cos et sur quelques bassins tertiaires de l'Eubée, de la Thessalie et de la Macédoine. *ibid.* (3), 2, p. 146, 398—403.
- » » 1874b. *id.*, *C. R. Ac. Sc.*, p. 456.
- Gripp, K.** 1922. Beiträge zur Geologie von Mazedonien. *Hamburgische Universität. Abhandl. aus dem Gebiet der Auslandskunde*, 7, Reihe C. Naturwissenschaften, 3. Mit 19 Figuren im Text u. 11 Tafeln. Hamburg.
- Grünau, H.** 1945. Vergesellschaftung von Radiolarien und Ophioliten in der Schweizerischen Alpen. *Ecl. geol. Helv.* 239, No 2, p. 256—260.
- Hackemesser, M.** 1936. Eine kretazische Korallenfauna aus Mittelgriechenland und ihre paläobiologischen Beziehungen. *Palaeontographica*, 84, Abt. A, S. 1—97, 8 Taf.
- » » 1937. Neue Korallenfunde aus den mittellgriechischen Hochgebirgen. *Leipziger Vierteljahrsschrift für Südosteuropa*. 1, Hft. 2, S. 45—57, 1 Taf.
- Hammer, W.** 1923. Die basischen Intrusivmassen Westserbiens. *Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien. M. N. Kl.* 98, S. 11—45.
- Die Diabashornsteinsschichten; *ibid.* p. 46—56, 22 fig, 1 carte.
- Hartung, W.** 1935. Das Karbon des Balkangebietes einschliesslich Heraclea (Kleinasien). *C. R. 2ème Congr. Stratig. du Carbonifère*. Heerlen, 1, p. 251—261.
- Haug, E.** 1921. *Traité de Géologie*. Armand Colin. Paris.
- Heritsch, Fr.** 1949. Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. *Geol. Rundsch.* 30, p. 530—588.
- » » 1940. Das Mittelmeer und die Krustenbewegungen des Perm. *Wissesch. Jb. Univ. Gratz*. p. 305—338.

- Hess, H. H.** 1933. The problem of serpentinization. *Econ. Geol.* **28**, p. 653.
 » » 1907. Gravity anomalies, Island arcs, serpentine intrusions. *17e Congr. Geol. Int.*, Moscou, **2**, p. 263—285.
 » » 1938. A primary peridotite magma. *Amer. Journ. Sc.* **35**, p. 321—344, 6 fig.
- Hiessleitner, G.** 1951—52. Serpentin-und Chromerz - Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. *Jb. geol. Bundesanstalt*. Sonderband 1 (in zwei Teilen). Wien.
- Hilber, V.** 1894. Geologische Reise in Nordgriechenland und Makedonien 1893 und 1894. *Sb. k. k. Akad. Wiss. M. N. Kl.* **103**, p. 575—600 und 616—623. Wien.
 » » 1895. Zur Pindos Geologie. *Verh. d. k. k. geol. R.A.* 31 Mai, p. 213—222.
 » » 1895. Geologische Reise in Nordgriechenland und Türkisch—Epirus 1895. *Sb. k. k. Akad. M. N. Kl.* **105** Abt. 1, p. 501—520.
 » » 1901. Geologische Reisen in Nordgriechenland und Makedonien 1899—1900. *ibid.* **110**, Abt. 1, p. 171—182.
- Hilber, V. et Ippen, J. A. Jaranoff, D.** 1903. Gesteine aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern. *Neues Jb. Beil—Bd* **18**, p. 1—56, 7 Pl.
 1938a. La Géologie du massif des Rhodopes et son importance a propos de la Tectonique de la péninsule Balkanique. *Revue de géogr. phys. et de géol. dyn.* **11**, p. 131—142.
 » » 1938b. Essai d'une esquisse tectonique de la péninsule Balkanique. *Gca Bca*, **3**, fasc. 1, p. 23—24.
 » » 1940. La péninsule balkanique pendant le Quaternaire. «Mélanges Stef. Boncev». *Revue Soc. geol. Bulg.*, **11**, p. 247—325, Sofia.
 » » 1947. Sur la géologie de la Macédoine occidentale. Communication préliminaire. *Bull. de l'Inst. géol. de la Républ. macédonienne*. **1**, fasc. 1, p. 23—60. Skopje.
 » » 1951. Nouvelles observations sur la géologie de la Macédoine occidentale. *ibid.*, **5**, fasc. 1.
- Jeannet, A.** 1928. Sur quelques Echinides jurassiques de la collection Renz. *Ecl. géol. Helv.* **21**. No 2, p. 460—465, 1 Pl.
- Katzer, F.** 1925. Geologie Bosniens und der Herzegovina. Sarajevo.
- Kober, L.** 1914. Alpen und Dinariden. *Geol. Rundsch.* **5**, p. 175—204.
 » » 1929a. Neuere geologische Forschungen in Attika. *Forschung und Fortschritte*. **5**, No 23—24, p. 271—272.
 » » 1929b. Die Grossgliederung der Dinariden. *Centralbl. f. Min. etc.* Abt. B. p. 425—437.
 » » 1929c. Beiträge zur Geologie von Attika. *Sitzungsber. Ak. d. Wiss. in Wien. M. N. Kl.* Abt. 1. **138**, Heft. 7, p. 299—328, 2 fig.
 » » 1931. Das Alpine Europa. Borntraeger, Berlin.
 » » 1952. Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. *Serbische Akad. d. Wiss. Sonderausgabe* **189**, Geol. Institut No 3.
- Koch, F.** 1903. Beiträge zur Geologie des Montenegro. *Vesnik geol. Inst. Kralj., Jugoslavija*, **11**, p. 3—18 (Texte allemand: p. 18—39). 3 cartes géol., 13 Pl. Belgrade.
- Kossmat, F.** 1913. Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. *Mitteil. d. geol. Ges.* p. 61—165. Vienne.
 » » 1918. Mitteilungen über den geologischen Bau von Mittelmazedonien. *Berichte d. Sächs. Akad. d. Wiss. M. N. Kl.*, **70**, p. 246—286 mit geol. Karte. Leipzig.
 » » 1921. Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. *Abh. d. Sächs. Ak. d. Wiss. M. N. Kl.* **38**, No 2, Leipzig.
 » » 1924. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Mit einer Übersicht

- des dinarischen Gebirgsbaus. *Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt*. Heft 12. Berlin (Borntraeger).
- Kossmat, F.** 1937. Der Ophiolitische Magmagürtel in den Kettengeb. des mediterranean Systems. *Sitzung. preuss. Akad. Wiss.* **23**, p. 308—325.
- Kténas, C. A.** 1920. Sur la zone hydrocarbonnée de la Grèce occidentale. *C. R. Ac. Sc.* **170**, p. 737—739.
- » » 1921. Sur la découverte du Dévonien à l'île de Chios. *C. R. somm. SGF.*, p. 131—133.
- » » 1923. Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de la Mer Egée. *XIIIe Congr. géol. Int. Bruxelles*, p. 571—583, 1 Pl.
- » » 1923b. Horizon à *Productus cora* à l'île de Chios. *C.R. somm. SGF.*, p. 206.
- » » 1924. Formations primaires semi-métamorphiques du Péloponèse central. *C. R. somm. SGF.*, p. 61—63.
- » » 1929. Les limites de la région mixte égéenne. Essai de synthèse géologique. *C. R. Ac. Sc.*, **189**, p. 980.
- » » 1930. Recherches géologiques effectuées pendant les années 1928-1929. *Prakt. Ac. Ath.*, **5**, p. 92.
- Kténas, C. A. et Douvillé, H.** 1920. Sur la présence de l'Auversien et du Tongrien à l'île d'Imbros. *C. R. somm. SGF.*, p. 111.
- Kténas, C. A. et Renz, C.** 1928. Découverte du Werfénien supérieur ammonitifère dans l'île de Chios. *Prakt. Ac. Ath.*, **3**, p. 400—406.
- Kuenen, O. H.** 1950. Marine geology. New-York.
- Kühn, O.** 1945. Rudisten aus Griechenland. Stratigraphie und Paläontologie der Rudisten IV. *N. Jb. für Min. etc. Abh. Abt. B.* **29**, S. 167—194, 13 Fig.
- Kurz, M.** 1923. Le mont Olympe. **1** vol. 8°, Edition Victor Attinger. Paris-Neuchatel.
- Lacroix, A.** 1895a. Sur les phénomènes de contact de la lherzolite des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc.* **120**, 11 Février.
- » » 1895b. Considérations sur le métamorphisme de contact auxquelles conduit l'étude des phénomènes de contact de la lherzolite des Pyrénées. *ibid.* **120**, 18 Février.
- » » 1898. Sur l'existence aux environs de Corinthe de Lherzolites identiques à celles des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc.* **127**, p. 1248—50.
- Lapparent, J. de** 1934. Gisement et position géologique des bauxites en Grèce. *C. R. Ac. Sc.* **198**, p. 1162.
- » » 1934. Développement des calcaires à Rosalines en Grèce. *ibid.* p. 1620.
- » » 1935. La structure des monts et la tectonique des bauxites aux flancs du Parnasse. *C. R. Ac. Sc.* **200**, p. 161.
- » » 1946. Le côté des péridotites. *Revue Scient. Fr.*, **84**, p. 334—342.
- Lemoine, M.** 1955. Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolithes des schistes lustrés du Queyras (Htes Alpes). *C.R. somm. SGF.*, p. 94—96.
- Liebus, A.** 1928. Die Tertiärformation in Albanien. Die Foraminiferen. *Palaeontographica.* **70**, p. 41—114, mit Taf. V und 49 Textfiguren.
- Louis, H.** 1926. Glazialmorphologische Beobachtungen im albanischen Epirus. *Zeitschr. G. f. Erdk.* Berlin.
- Lukovic, M. T.** 1935. A contribution to the geological history of the tertiary lakes in the Balkan Peninsula. *Verh. der Int. Ver. für theoret. Limnologie.* **7**.
- Milovanovic, B.** 1934. Les Rudistes de Yougoslavie. *Ann. géol. pén. Balk.* **12**, fasc. 1, p. 248—254 (rés. français).
- » » 1935. Zur Stratigraphie und Tektonik des Zlatibormassivs (Westserbien). *Mitt. d. geol. Ges. in Wien*, **29**, p. 115—129, 8 fig.

- Marinos, G. et Petrascheck, W. E.** 1953. Zur Geologie von Süd-Attika. *Kober-Festschrift* (70è anniversaire du Prof. L. KOBER).
- Mistardis, G.** 1935. Geomorphologische Untersuchungen im nordöstlichen Epirus. *Ph. Konstandinidis*, éd. Athènes, 40 p.
- Mitzopoulos, M. K.** 1932. Beiträge zur Entwicklung des oberen Miocäns und seiner Fauna in Akarnanien. *Prak. Ak. Ath.*, 7, p. 21—27.
- » » et 1938. Fossilführende Trias im griechischen Othrysgebirge. *Ecl. Geol. Helv.* 31, No 1, p. 71—73.
- Renz, C.** 1951. Kreideforaminiferen aus dem Kalkhügel von Eleusis (Attika). *Ann. géol. des pays hellén.* (1) 3, p. 1—6.
- Mitzopoulos, M. K. et Renz, C.** 1951. Sur l'âge des calcaires à Nérinées de la région du Parnasse. *C. R. somm. S.G.F.* (4) 24, p. 76—77.
- Moret, L. et Roch, E.** 1924. Sur l'existence du Trias au mont Ktymas (Messapion) en Béotie et sur l'importance de la lacune entre le Trias et le Crétacé en Grèce. *C.R. Ac. Sc.* 27 Février 1911.
- Negris, Ph.** 1911. Der geologische Bau des westlichen Mittelgriechenland. *Dk. k. Ak. d. Wiss. M. N. Kl.* 40, p. 91—128.
- Neumayr, M.** 1880. Contribution à la géologie de l'Epire, district de Yanina. *C.R. Inst. géol. de Roumanie.* 3, p. 8, Bucarest.
- Niculescu, C.** 1914b. Contribution à la géologie de l'Epire (environs de Yanina). *Bull. Sect. Sc. Ac. Roumaine.* Bucarest, 3, p. 23—34.
- » » 1914c. Note sur la présence du Miocène dans la vallée de la Voyusa (Albanie mérid.). *ibid.* p. 307—310.
- » » 1914d. Note sur l'Helvétien de la dépression de Grébéna (Macédoine du SW). *ibid.* 3, 1 fig. p. 310—315.
- » » 1915a. Sur les traces de glaciations dans le massif de Smolika (chaîne du Pinde). *ibid.* 4, p. 146—151.
- » » 1915b. Contribution à la géologie du Pinde épirote. *ibid.* p. 235—250, 3 fig.
- » » 1917. Sur la géologie du système des chaînes ioniennes de l'Epire méridionale. *C. R. S. Inst. géol. de Roumanie*, 7, p. 432—460.
- » » 1926. Sur le Miocène de la dépression de Grébéna (Macédoine mérid.). *Inst. géol. de Roumanie*, 6, (1914—1915) 1926, p. 54—59.
- Nopcsa, F.** 1911. Zur Strat. und Tekt. des Vilajets Skutari in Nordalbanien. *Jb. k. k. geol. R.A.* 61, p. 229—284, pl. XII—XXIV. Carte géol.
- » » 1921. Geologische Grundzüge der Dinariden. *Geol. Rundsch.* 12, p. 1—19. Leipzig.
- » » 1928. Zur Tektonik der Dinariden. *Centralbl. f. Min. etc.* Abt. B. p. 434—438.
- » » 1929. Geographie und Geologie Nordalbaniens. *Gea Hungarica*. 3, p. 1—704, pl. I—XXXV. Budapest.
- » » 1932. Zur Geschichte der Adria. *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.* 84, p. 280—316.
- Nowack, E.** 1921. Die Geologie des mittleren und südlichen Albaniens. *Z. d. d. geol. Ges.* 72, p. 242—250. Berlin.
- » » 1921. Über nachtertiäre Faltenbeweg. in Albanien. *Geol. Rundsch.* 12, p. 35—51. Leipzig.
- » » 1924. Geologische Forschungen in Albanien. II. *Centralbl. f. Min. etc.* p. 535—543.
- » » 1922-1926. Beiträge zur Geologie von Albanien. *Neues Jb. f. Min. etc.* Sonderband I, p. 1—597. Mit 24 Landschaftstafeln, 3 Profil-tafeln, 5 mehrfarbigen Karten und 44 Textfiguren. Stuttgart.
- » » 1927. Neuere Dinaridensynthesen. *Geol. Arch.* 4, Hft 4, p. 190—192.
- » » 1928-1929. Geol. Karte von Albanien 1/200.000. *Kartogr. Inst.* Wien.

- Nowack, E.** 1929. Die diluvialen Vergletscherungsspuren in Albanien. *Zeitschr. f. Gletscher*. **17**, p. 122—167, 15 fig., 6 pl.
- » » 1933. Zum Adria-Problem. *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.* **85**, p. 757—61.
- Nowack, E. et Louis, E.** 1923. Reisebericht aus Albanien. *Z. d. Ges. f. Erdk.* p. 265—272. Berlin.
- Oestreich, K.** 1902. Beiträge zur Geomorphologie von Makedonien. *Abh. d. k. k. geogr. Ges. Wien*, **4**, 1 (1902). 169 S., mit geol. Karte 1/750.000.
- » » 1904. Makedonien. *Geogr. Zeitschr.* **10**.
- » » 1910. Die Oberfläche Mazedoniens. *Geogr. Zeitschr.* **16**, S. 560—572.
- » » 1916. Makedonien. *Zeitschr. d. Ges. Erdk.* p. 129—157.
- Ökonomidis, G.** 1937. Die Innerhellenischen Alpen. *Gca Bca*, **2**, p. 101—125.
- Osswald, K.** 1931. Geologische Übersichtskarte von griech-Makedonien (1/300.000). *Geol. Landesanstalt von Griechenland*.
- » » 1938. Geologische Geschichte von griechisch - Nordmakedonien. *ibidem*.
- Paeckelmann, W.** 1939. Ergebnisse einer Reise nach Chios. *Z. d. d. geol. Ges.* **91**, p. 341—376.
- Papastamatiou, I. N.** 1952. Geological survey on the Ptolemais lignite basin. *Publ. de l'Inst. for Geol. and subsurface research*. **2**, p. 51—95, 16 fig. et 2 pl.
- Papp, A.** 1947. Über die Entwicklung der Ägäis im Jungtertiär. *Sb. d. Ak. d. Wiss. Wien. Abt. I*, **155**, No 8—10, S. 243—275, 1 fig.
- Paraskevaidis, I.** 1954. Bemerkungen über die Stratigraphie Griechenlands. *Ecl. Geol. Helv.* **47**, 1, p. 113—117.
- Paraskevopoulos, G.** 1948. Sur les phénomènes de différenciation magmatique observés sur les roches ophiolithiques des versants sud-ouest du Smolika (Pinde épirote). *Prakt. Akad. Ath.* **23**, (1948), p. 309—322.
- Parejas, E.** 1942. Contribution à l'histoire du sillon transégéen. *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat.* **60**, No 1, p. 50—53. Genève.
- Pasic, M.** 1951. La faune à Gastéropodes dans la base de la couche «V» du charbon à Kukuljas (Serbie orient.). *Ann. géol. Pén. Balk.* **19**, p. 57—76, 3 pl.
- Pavlovic, P. S.** 1926. Matériaux pour l'étude du Tertiaire en Serbie. III. *Ann. géol. Pén. Balk.* **8**, fasc. 2, p. 83—96 (rés. français).
- Pavlovitch, S.** 1937. Les roches éruptives de Zlatibor (Yougoslavie) et leurs relations avec les formations cristallophylliennes et sédimentaires environnantes. *Bull. Soc. franç. de Min.* **60**, No 1—3, p. 5—137 avec 10 fig. et 1 carte géol.
- Penck, A.** 1900. Die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. *Globus*, p. 133—136, 159—164, 173—178.
- Penecke, K. A.** 1896. Marine Tertiärfossilien aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern. *Dk. k. k. Ak. d. Wiss. Wien. M. N. Kl.* **44**, p. 41—66, 3 pl.
- Petkovic, K.** 1931. Constitution géologique et tectonique de la montagne Suva Planina. *Ann. Géol. Pén. Balk.* **10**, fasc. 2, p. 15—66 et 2 pl.
- » » 1937. Le problème de l'âge de la «Formation des grès rouges» dans la Serbie orientale. *ibidem*, **14**, p. 43—73 (résumé français) p. 69—73.
- » » 1938. Die obere Kreide zwischen dem Nisavabfluss und der Greben—und Vlaska—planina Gebirgskette in Südostserbien, ihre Fauna und Bedeutung für die stratigraphische Stellung der Oberkreidebildungen Ostserbiens überhaupt. *ibidem*, **15**, p. 199—226.
- » » 1949. Le Tithon—Valanginien dans la Serbie orientale. I. Le problème de l'âge et de l'épaisseur des calcaires récifaux zoogènes

- de la Suva Planina et des dépôts semblables dans la Serbie orientale. *ibidem*, **17**, p. 40—45 (résumé français).
- Petkovic, K.** 1950. Le Tithon—Valanginien dans la Serbie orientale II. Importance de la découverte d'Ellipsactinia dans les calcaires récifs de Suva Planina (Serbie orientale) et dans les formations similaires équivalentes. *ibidem*, **18**, p. 37—39 (résumé français).
- » » 1952. Contribution à la connaissance de la craie supérieure sur la bordure du bassin de Skoplje—Macedoine. *Acad. Serbe Sc., Inst. de Géol.*, **23**, No 4, p. 18—19 (résumé français).
- Petrascheck, W. E.** 1942. Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Balkaniden und Südkarpathen. *Fortschritte d. Geol. u. Pal.*, **14**, Heft 47.
- Philippson, A.** 1890. Bericht über eine Reise durch Nord—und Mittel—Griechenland. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk.*, **25**, p. 331—416, 1 carte.
- » » 1895. Reisen und Forschungen in Nord—Griechenland. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk.*, **30**, p. 135—226 (tabl. 7—9) et p. 417—498 (tabl. 17 et 18).
- » » 1896. *id. ibid.* **31**, p. 193—294 (tabl. 9 et 10) et p. 385—450 (tabl. 13).
- » » 1897. *id. ibid.* **32**, p. 244—302.
- » » 1898. La tectonique de l'Egée. *Ann. de Géogr.*, **7**, p. 112—141, avec une carte.
- » » 1914. Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltengebirge. *Peterm. Mitt.*
- » » 1930. Beiträge zur Morphologie Griechenlands. *Geogr. Abh.* Dritte Reihe. Heft 3, p. 1—96, une carte.
- Philippson, A. et Steinmann, G.** 1894. Über das Auftreten von Lias in Epirus. *Z. d. Deutsch. geol. Ges.*, **45**, p. 116—125, 1 pl.
- Philippson, A. et Oppenheim, P.** 1894. Tertiär und Tertiärfossilien in Nord—Griechenland, sowie in Albanien und bei Patras im Peloponnes. *ibidem*, p. 800—822.
- Pilger, A.** 1939. Die Stellung der dinarischen Schiefer—Hornstein—Formation. *Zentralbl. f. Min. etc.* Abt. B. 1939, p. 182—190.
- » » 1940a. Die paläogeographisch—tektonische Entwicklung der innerdinarischen Zone Jugoslawiens. *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.*, **92**, p. 327—328.
- » » 1940b. Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslawiens. *Zentralbl. f. Min. etc.* Abt. B. 1940, p. 257—261.
- » » 1941a. Paläogeographie und Tektonik Jugoslawiens zwischen Una und dem Zlatiborgebirge. *N. Jahrb. für Min. etc.* Beil. Bd. **85**, Abt. B., p. 383—462 mit 42 Abb. und 3 Taf.
- » » 1941b. Zur Entstehung der jugoslawischen Decken. *Abh. Preuss. Ak. Wiss.* No 3, 9 pp., 2 fig.
- Pouqueville, F. C.** 1805. Voyage en Grèce (1798—1801). 5 Vol.
- Ransome, F. L.** 1894. Geology of Angel Island. *Bull. Dep.=Geol. Univ. California*, **1**, 7, p. 193—240.
- Rech-Frollo, Mme** 1952. Phénomènes de convergence dans la formation des grès anisométriques. *C.R. Ac. d. Sc.*, **235**, p. 1517—1519.
- Reinhard, M.** 1911. Sur l'existence de la nappe des roches ophiolithiques en Macédoine. *C.R. de Séances de l'Inst. géol. de Roumanie*. Bucarest, p. 19.
- Renz, C. ¹⁾** 1907. Sur les ammonites toarciennes de l'Epire intérieure. *B.S.G.F.* (4) **7**, p. 136—137.

1. Depuis la rédaction de ce travail, toutes les découvertes de C. RENZ ont été rassemblées dans l'ouvrage posthume: Stratigraphie Griechenlands édité par l'Institute for Geology etc. 29 rue du Stade, Athènes.

- Renz, C.** 1907a. Le Jurassique en Albanie méridionale et en Argolide. *ibidem*. p. 384—385.
- » » 1911. Die mesozoischen Faunen Griechenlands. I. Die triadischen Faunen der Argolis. *Palaeontographica*, **58**, p. 1—104. 7 pl. et 15 fig.
- » » 1912. Über den Gebirgsbau Griechenlands. *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.* **64**, Monatsber. No 8, p. 437—465.
- » » 1926. Über die Korallengattungen *Cladocoropsis* FELIX und *Lovcenipora* GIATTINI. *Ecl. geol. Helv.* **20**, No 1, p. 31—34.
- » » 1927a. Die Verbreitung und Entwicklung des Oberlias und Doggers im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas und Albanien. *Verh. Naturforsch. Ges. Basel.* **38**, p. 482—515, 1 pl.
- » » 1927b. Geologische Untersuchungen im thessalischen Pindos. *Prakt. Akad. Ath.* **2**, p. 455—464.
- » » 1927c. Geologische Untersuchungen im Othrysgebirge. *ibid*, **2**, p. 500—509.
- » » 1927d. Geologische Untersuchungen in den südthessalischen Gebirgen. *Ecl. Geol. Helv.* **21**, No 4, p. 578—587.
- » » 1928. Zur Geologie des thessalischen Pindos. *Ecl. geol. Helv.* **21**, No 1, p. 135—153.
- » » 1929. Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. *Prakt. Acad. Ath.* **4**, p. 301—314.
- » » 1930a. Neue mittelmittelkretazische Fossilvorkommen in Griechenland. *Abh. d. Schw. pal. Ges.* **49**, p. 1—10, 2 pl.
- » » 1930b. Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge (1929). *Ecl. geol. Helv.* **23**, No 1, S. 301—377, mit 8 Textfig.
- » » 1931a. Die Bulogkalke der Insel Hydra (Ostpeloponnes). *Ecl. geol. Helv.* **24**, No 1, p. 53—60.
- » » 1931b. Zur Kenntnis der Gattung *Aspidiscus* KOENIG. *Abh. Schw. pal. Ges.* **51**, p. 1—6, mit Taf. 1.
- » » 1939. Nachträge zu den triadischen Cephalopodenfaunen der Argolis. *Prakt. Akad. Ath.* **14**, p. 235—255.
- » » 1940. Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Mém. Ac. Ath.* **8**, p. 1—171 (Bibliographie complète des publications de C. RENZ sur la Grèce jusqu'à cette date).
- Renz, C. et Kténas, C.** 1928. Découverte du Werfénien supérieur ammonitifère dans l'île de Chios. II. Les Céphalopodes du calcaire de Marmarotrapeza. *Prakt. Akad. Ath.* **3**, p. 400—406.
- » » 1931. Neue Fossilfunde auf der Insel Chios. *ibid.* **6**, p. 343—347.
- Renz, C. und Reichel, M.** 1946. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. I und II Teil: Geologie und Stratigraphie. *Ecl. geol. Helv.* **38**, Nr. 2 (1945), p. 211—313, mit 3 Textfig. und 1 Taf. (IX).
- Renz, C. und Renz, O.** 1943. Eine untertriadische Ammonitenfauna von der griechischen Insel Chios. *Schw. Pal. Abh.* **66**, p. 1—98, mit 16 Taf. und 1 Textfig.
- Renz, C. et Paraskevaidis, I.** 1952. Geologische Untersuchungen im Westgriechenland. *Prakt. Ak. Ath.* **27**, p. 237—241.
- Rolley, P. et de Visme, M.** 1912. La Macédoine et l'Épire, Étude de Géographie physique et d'agologie. *Ann. Inst. Nat. agr.* (1) **10** et **11**, fasc. 1 et 2, 145 p.
- Routhier, P.** 1945. Sur l'origine des Roches Vertes. *C.R. somm. S.G.F.* p. 101—103 et p. 125.
- » » 1946. L'association Radiolarites - Roches vertes dans les chaînes géosynclinales. *C.R. somm. S.G.F.* p. 26—28, 66—67, 108—109.

- Routhier, P.** 1946b. Vulcano - Plutons sous - marins du cortège ophiolithique. *C. R. Ac. Sc.* **222**, p. 192—194.
- » » 1951. Sur les péridotites de Nouvelle Calédonie (contre les hypothèses transformistes). *C.R. Ac. Sc.* **233**, p. 1204—1207.
- » » 1953. Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie. Thèse, *Mém. S.G.F.* **32**, No 67.
- » » 1954. Volcanicité et embryotectonique paléogènes en Nouvelle Calédonie. *C.R. XIXe Congr. géol. intern.* Section XV, fasc. 18, p. 43—53.
- Rozloznik, P.** 1929. Studien über Nummuliten. *Gca. Hungarica*, fasc. 2.
- Schultze, J. H.** 1936. Geomorphologische Forschungen in Neugriechenland. *Festschrift zur Hundertjahrfeier. Ver. für Geogr. u. Statist.*, p. 313—336. Frankfurt s. M.
- Sestini, A.** 1933. Tracce glaciali nel Pindo epirota. *Boll. Soc. geogr. ital.* Ser. VI, **10**, p. 136—156.
- Silvestri, A.** 1930. Di alcune Orbitoline della Grecia. *Mem. Pont. Accad. Sc. Nuovi Lincei.* **14**, p. 223—266.
- Simic, V.** 1938. Über die jungpaläozoischen Fazies im Westserbien. *Bull. Serv. géol. de Yougoslavie.* **6**, p. 83—108.
- Sindowski, K. H.** 1949. Der geologische Bau von Attika. *Ann. géol. d. pays hellén.* **2**, p. 163—218, 20 fig.
- Sossman, H. B.** 1938. Evidence on the intrusion temperature of peridotites. *Am. Journ. Sc.* **35**, p. 353—359.
- Steinmann, G.** 1913. Über die Tiefseeabsätze des Oberjura im Apennin. *Geol. Rundsch.* **4**, p. 572—575.
- » » 1926. Die ophiolitische Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *XIVe Congr. géol. Int.* f. 2, p. 636—638.
- Suess, E.** 1902. La face de la Terre. Ed. française. **3**, p. 432 et suiv.
- Tercier, J.** 1939. Dépôts marins actuels et séries géologiques. *Ecl. Geol. Helv.* **32**, No 4, p. 47.
- » » 1947. Le Flysch dans la sédimentation alpine. *ibid.* **40**, No. 2, p. 163—198.
- Toula, F.** 1882. Geologische Übersichtskarte der Balkanhalbinsel. *Pet. geogr. Mitt.*, **28**, p. 361—369, pl. 16.
- » » 1904. Übersicht über die geologische Literatur der Balkanhalbinsel. *IXe Congr. géol. Int.* **1**, p. 185—330, 1 carte.
- Trikkalinos, J.** 1936. Über die Schichtenfolge und den Bau Attikas. *Stille Festschrift*, Stuttgart, p. 303—314.
- » » 1943. Über die Ob. Kreidetransgression auf den kristallinen Schichten der Insel Paros. *Ann. géol. pays hellén.* **1**, p. 1—9.
- » » 1951. Über den tektonischen Bau und die Entstehung der Erdölagestätten des Polylophos - Dragopsa - Gebiets von Epirus. *ibid.* **3**, p. 155—184.
- » » 1952. Über die Diskontinuität der orogenen Bewegungen im albanisch—griechischen Gebiet. *Prakt. Akad. Ath.* **21**, p. 19—27. id. dans: *Ann. géol. pays hellén.* **4**, p. 203—208.
- » » 1955. Über das Alter und den tektonischen Bau des Lykabettosgebiets. *ibid.* **6**, p. 42—50.
- Vetters, H.** 1907. Beiträge zur geologischen Kenntnis des nördlichen Albaniens. *Dk. k. Wien. Ak. d. Wiss. M. N. Kl.* **80**, p. 201—248.
- Viquesnel, A.** 1842. Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe. *Mém. Soc. géol. de Fr.* **1**, V, p. 35—128.
- » » 1844. *Id. ibid.* II, **1**, p. 207—303.
- En outre, nombreuses communications sur les progrès de nos

- connaissances sur les Balkans dans le *Bull. S.G.F.* 1843, p. 287—293, 1847, p. 426, 1853, p. 454—476 etc.
- Virlet, Th.** 1834. Vues d'ensemble sur la structure de la Grèce. Résumé par A. Boué. *B.S.G.F.* I, 5, p. 207—211, et 346—383, avec observations de l'auteur et de Boblaye.
- Voreadis, G. D.** 1932. Sur la formation des «Schiefer-Hornstein» et sur les éruptions basiques et supra-basiques de l'île de Salamis. *Public. du Serv. Géol. de Grèce.* 1932, No 19. p. 1—14.
- » » 1936. Jungkimmerische Faltenbewegungen in der osthellenischen Zone, mit einem Überblick über die alpidische Orogenese Griechenlands. *Prakt. Akad. Ath.* 11, p. 451—461.
- Vuagnat, M.** 1952. Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les anciennes chaînes de montagne. *XIXème Congr. Géol. Int. Sect. XV*, (1954) f. 17, p. 53—59.
- Welter, O.** 1919. Über die Ergebnisse einer geol. Kartierung im mittleren Mazedonien zwischen Okhrida u. der Dudica, von Goebbel, Kuhse, Sommer, Spöttel, Welter u. Willruth. *Verh. d. Naturhist. Ver. in Westph.* Sitzber. p. 7—12.
- » » 1924. Über eine neue Art von *Haydenites* aus Mazedonien. *N. Jb. f. Min.* etc. Beil. Bd. 49, p. 590—593.
- Wenck, E.** 1949. Die Assoziation von Radiolarithornsteinen mit ophiolitischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. *Experientia* 5, p. 226—232.
- Winkler, A.** 1926. Dinariden und Alpen. *XIVème Congr. géol. Int.* p. 2009—2036.
- Zachos, K.** 1953. Chromite deposits of Vourinon (Kozani) area. The mineral wealth of Greece. 3, p. 47—82. *Public. de l'Inst. for Geology and Subsurface Research.* Athènes.
- Zivkovic, M.** 1931. Le Trias moyen de la montagne de Zlata. *Ann. géol. Pen. Balk.* 10, p. 85—101, 3 pl. Res. fr.
- Zujovic, J. M.** 1924. Les roches éruptives de la Serbie. *Public. annexe des Ann. géol. Pen. Balk.* 130 pages.

PLANCHE I
(Frontispice)

Massif de Tymphé. Débouché des gorges de l'Aoos dans la plaine de Konitsa.
Vue vers le SE.

Le plan d'eau est à 475 m., le sommet du Gamila, à droite, à 2.497 m. Cette entaille de 2.000 m. dans la puissante série calcaire et dolomitique de Tymphé n'a révélé jusqu'à présent que l'Eocène et le Crétacé.

PLANCHE II

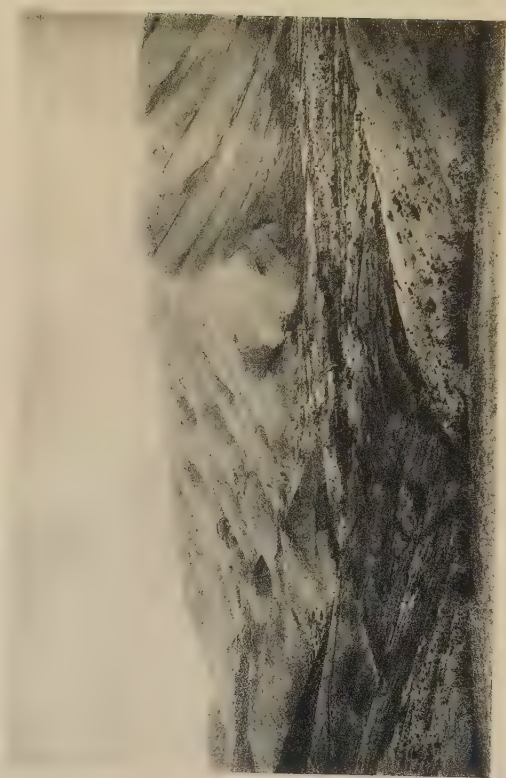
PLANCHE II

- Fig. 1. Monts Askion. Vue vers le S sur le Siniatsikon (2.111 m.) à partir des schistes cristallins des environs du village de Blasti. Premiers plans : schistes cristallins. Dernier plan : calcaires triasiques-jurassiques du Siniatsikon surmontant les pentes herbues dues aux schistes et grès du Paléozoïque récent. Le contact est souligné par un fin liseré blanc (éboulis calcaires).
- Fig. 2. Extrémité S des Monts Askion et vallée sèche de Porta. Vue vers le N : masse des calcaires triasiques-jurassiques (Mt Vellia, 1688 m.) dont on notera le modelé très évolué. Les pentes SW (gauche) aboutissent à une vallée peu marquée, au sommet de laquelle on devine la ville de Siatista (trainée grise) et qui est due à la présence des serpentines et des schistes qui surmontent les calcaires (lesquels plongent vers le SW). Au SW du vallon de Siatista : calcaires crétacés.
- Fig. 3. Vue panoramique vers le S sur le Vourinos et les collines de Krapa. De gauche à droite : dernières pentes des calcaires jurassiques plongeant vers le SW sous les péridotites du Vourinos ; premier ravin de Paléokastro (le village et ses champs sur une terrasse pliocène) déterminé par les schistes suprajurassiques, qui forment son versant SW ; petite crête déterminée par le banc calcaire immédiatement sous-jacent aux péridotites ; deuxième ravin creusé dans les serpentines de la base du Vourinos ; massé noire des péridotites du Vourinos (sommet à 1866 m.). A droite des péridotites, plaine ravinée formée de conglomérats villafranchiens. A l'extrême droite, collines de Krapa, constituées de gabbros, dolérites, roches microlithiques (dont des variolithes) surmontées de radiolarites puis de calcaires crétacés plongeant vers le SW (dernière hauteur à droite).

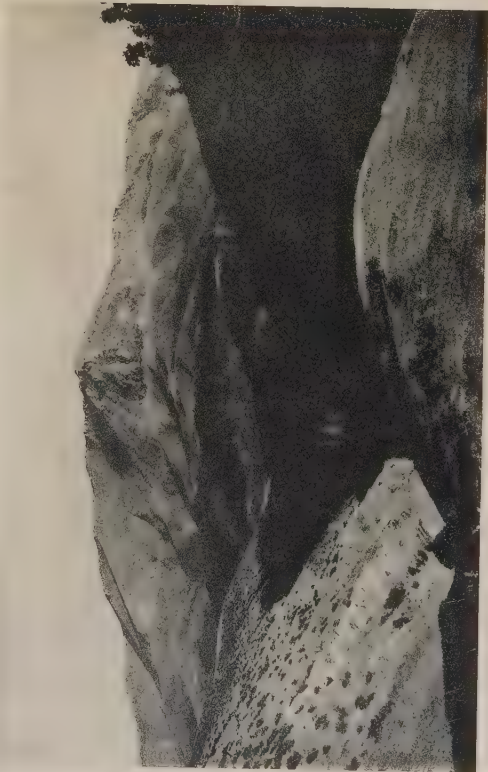
Clichés Brunn.



3



2



1

PLANCHE III

P L A N C H E III

- Fig. 1. Vue d'ensemble vers l'WNW sur le Zygosti. Au dernier plan, calcaires des monts du Vourinos; les ophiolithes, en partie cultivées, occupent le fond de la vallée et remontent sur les calcaires du chaînon de Vigla qui apparaissent à droite, la remontée ophiolithique formant le premier plan.
- Fig. 2. Superposition des ophiolithes du Zygosti aux calcaires inférieurs du chaînon de Vigla. Vue vers le N. Ophiolithes en haut, à gauche.
- Fig. 3. Bord SW de la bande ophiolithique du Zygosti. Contact par faille des ophiolithes et des calcaires du Vourinos. Noter la chèvre glissant sur le miroir de faille.
- Fig. 4. Versant W de la «table» de Pournari (extrémité N du chaînon de Vigla). A gauche, les calcaires inférieurs (qui forment aussi les croupes dans le lointain), surmontés par les ophiolithes, au centre. A droite, escarpement des calcaires à Rudistes. Entre ceux-ci et les ophiolithes, les calcaires en plaquettes se manifestent par une rupture de pente et des tons un peu plus clairs que ceux des roches éruptives.

Clichés Brunn.



2



4



1



3

PLANCHE IV

PLANCHE IV

Fig. 1. Extrémité N des monts Lakmon. Vue d'ensemble (vers le SE) sur la série mésozoïque du Pinde-Olonos (Crête de Miliès). Au premier plan, Flysch ionien que l'on voit, vers la droite, passer sous la série mésozoïque. A la base de celle-ci, à droite, peu visibles, calcaires en bancs minces et radiolarites du Trias supérieur (?), Jurassique, Crétacé inférieur; bancs calcaires du Cénomanién; replat dû aux calcaires en plaquettes (Turonien-Sénonien inférieur); sommet formé par les calcaires maestrichtiens.

Tectonique: plongement brutal, vers le N, de la série mésozoïque sous le Flysch du Pinde qui constitue le seuil à l'extrême gauche.

Fig. 2. Extrémité N des monts Lakmon, vallée du Metsovitikos. Calcaires mésozoïques surmontant le Flysch ionien dont un affleurement en forme de lentille, où s'accrochent quelques buissons, apparaît au sein des éboulis qui proviennent en partie des calcaires à Diplopores, au fond.

Fig. 3. Extrémité N des monts Lakmon. Amas d'andésite (sombres) dans les calcaires mésozoïques.

Fig. 4. Pétra tou Lykou (vers le village de Miléa). Sortie de calcaires triasiques au sein des ophiolithes.

Fig. 5. Lumachelle d'*Halobia radiata* GEMM. provenant du pointement calcaire de Pétra tou Lykou.

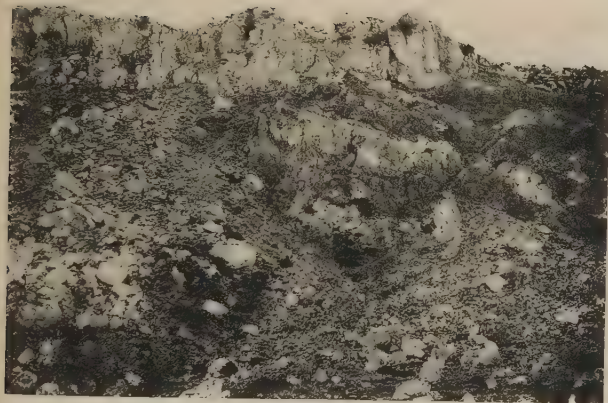
Clichés Brunn et Leriche (fig. 4).



1



2



3



4



5

PLANCHE V

PLANCHE V

Fig. 1. Bord NE des Mts Lakmon : vue vers le S, par la trouée de Khaliki, sur le coeur de la chaîne.

Crête à gauche (au dessus des deux personnages de gauche) formée par les calcaires maestrichtiens plongeant vers le NE sous le Flysch du Pinde, dont on aperçoit les premiers bancs, plus sombres que les calcaires. La grande vallée de Khaliki est creusée dans les radiolarites et les schistes crétacés. Au fond, le sommet du Botaï et la suite d'écailles repoussées vers le SW des Mts Lakmon.

Fig. 2. Sommet du Tsouca (1.726 m): pointement de calcaires maestrichtiens issus de la zone du Pinde-Olonos et sortant du Flysch, violemment redressés et plissotés, au NE de la faille de Gamila (zone de Tymphé). Au fond, au NE, front SW de la nappe ophiolithique (massif du Smolika).

Voir aussi la fig. 3, Pl. VII.

Fig. 3. Vue d'ensemble, vers le NW, sur la crête d'Orliakas, sortie de calcaires crétacés à Hippurites, à la limite du Pinde ophiolithique et du sillon méso-hellénique.

A droite, cultivées, les couches de base de l'Oligocène du Sillon appuyées contre les calcaires. Par-delà les calcaires, sous les nuages, on aperçoit le paysage ophiolithique, sombre. Au débouché de la gorge qui traverse les calcaires, à gauche, l'érosion a enlevé les formations oligocènes et mis à nu les ophiolithes (affleurement gris en forme de coin), ici sous-jacentes aux calcaires qui plongent fortement vers le SW, sous la masse ophiolithique du Pinde.

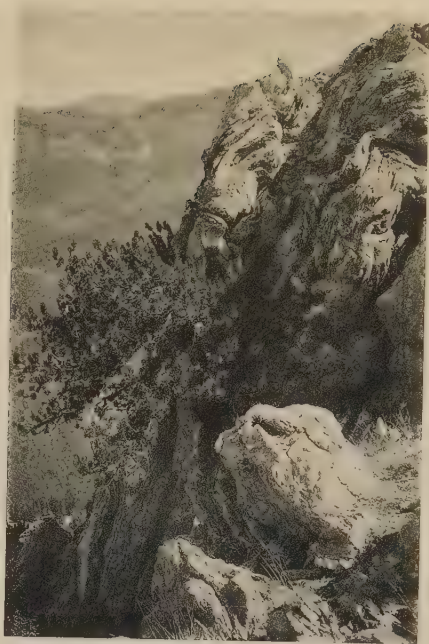
Fig. 4. Ravin d'Orliakas, le même que dans la figure précédente, mais vu en amont des gorges, vers l'E. On devine le pendage des calcaires, redressés vers le NE, sortant des ophiolithes, qui se retrouvent à l'extrême droite, comme aussi en arrière du point de prise de vue. A gauche de la rivière, on distingue, plus clairs, des restes isolés de conglomérats oligocènes redressés vers les calcaires qui, en place dès la fin de l'Eocène, ont subi de nouvelles surrections depuis la fin du Miocène.

Fig. 5. Pointement de Strivo, vue vers le S, côté amont. Calcaires crétacés redressés vers le NE, sortant du Flysch (pentes cultivées, au-delà de la rivière) en bordure du sillon méso-hellénique.

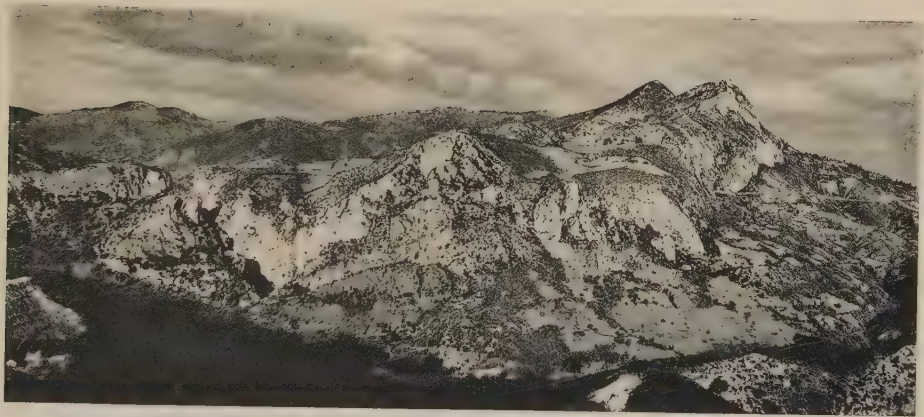
Clichés Brunn.



1



2



3



4



5

PLANCHE VI

PLANCHE VI

Pointements crétacés au sein des ophiolithes du Pinde septentrional.

- Fig. 1. Trago Pétra. Vue d'ensemble à partir du versant opposé (S) de la vallée initiale du haut-Pénée. La trainée blanche sous le pointement est due aux éboulis; à gauche de ces éboulis, on peut voir l'enracinement des calcaires dans les roches éruptives.
- Fig. 2. Trago Pétra. Détail: calcaires massifs mylonitisés et marmorisés. Au premier plan, à droite, conglomérats pincés entre les ophiolithes et les calcaires.
- Fig. 3, 4, 5. Aspect général des pointements dans le paysage ophiolithique. La figure 4 représente l'alignement de Pétra Portas (premier plan) à Megali Pétra (tout au fond), le long d'une ancienne vallée pliocène, actuellement suspendue à 1.400 m d'altitude et attaquée vigoureusement à ses deux extrémités.
- Fig. 6. Mégali Pétra. Contact des calcaires avec des serpentines écrasées, pulvérulentes.

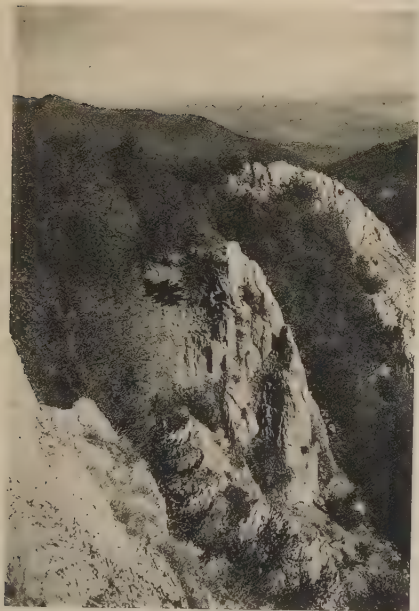
Clichés Brunn



1



2



3



4



5



6

PLANCHE VII

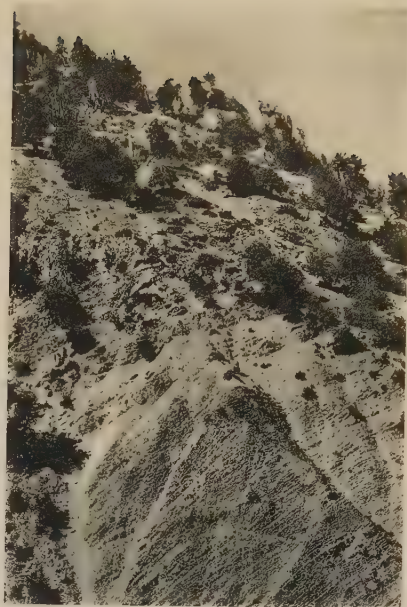
PLANCHE VII

- Fig. 1. Flysch du Pinde. Abrupts gréseux et écaïlles au-dessus de Khrissovitsa. On distingue deux écaïlles superposées, l'écaïlle supérieure étant un peu en retrait, et, dans le fond à droite, une troisième écaïlle un peu plus oblique. A la base des abrupts, les zones plus claires sont constituées par le Flysch pélitique. Sous celui-ci, le Flysch rouge, peu visible, détermine des pentes plus douces à la base des abrupts.
- Fig. 2. Mitsikéli. Calcaires éocènes renversés sur le Flysch ionien.
- Fig. 3. Massif de Tymphé. Vue d'ensemble vers le N. La crête dans les nuages est formée par les calcaires éocènes. La première crête, émergeant des arbres est une lame du calcaire maestrichtien sortant du Flysch du Pinde (pointement de Tsouca, 1.726 m, Pl. V, fig. 2).
- Fig. 4. Massif de Tymphé. Contact par faille des calcaires éocènes et du Flysch ionien.
- Fig. 5. Flysch du Pinde : le Flysch rouge.
- Fig. 6. Flysch du Pinde : le Flysch pélitique en lits minces. Le banc le plus épais, près des buissons, a 10 cm. d'épaisseur environ.

Clichés Brunn



1



2



4



3



5



6

PLANCHE VIII

PLANCHE VIII

Les formations oligocènes du sillon méso-hellénique.

- Fig. 1. Conglomérats de base, à gros blocs d'éboulis calcaires, au pied du massif crétacé d'Orliakas.
- Fig. 2. Le village d'Heptakhorion dans les marnes stampiennes. Vue vers le SW, à partir du rebord des grès sus-jacents aux marnes.
- Fig. 3. Versant SW des monts Voïon. Vue d'ensemble, vers le NE, sur les marnes d'Heptakhorion et les grès de Pentalofon qui les surmontent. Noter la netteté de la limite entre les marnes et les grès. Cette photographie donne une idée de l'épaisseur considérable de cette série.
- Fig. 4. Crête des monts Voïon, vue vers le SE, partie supérieure des grès de Pentalofon plongeant régulièrement vers le NE.

Clichés Brunn



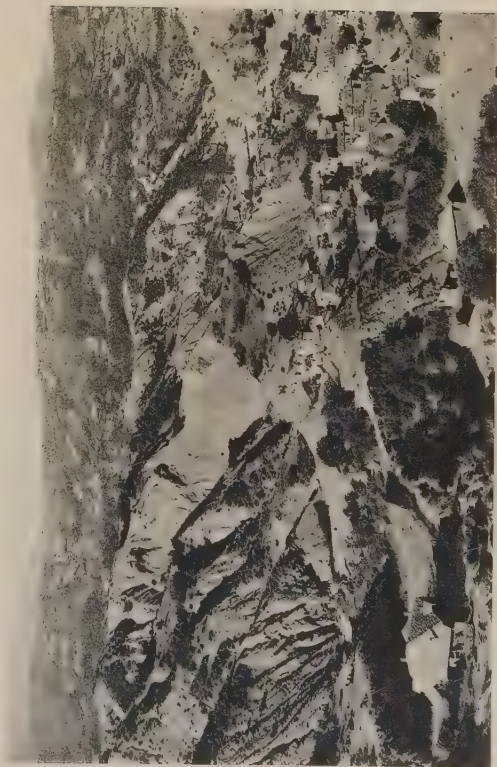
3



4



1



2

PLANCHE IX

PLANCHE IX

Formations du sillon méso-hellénique (suite).

- Fig. 1. Le village de Pentalofon, bâti sur les grès aquitaniens.
- Fig. 2. Plongement des grès lités vers le NE.
- Fig. 3. Les conglomérats des Météors, au sommet, l'un des monastères.
- Fig. 4. La corniche des calcaires d'Odria (Burdigalien) surmontant.
- Fig. 5. Stratification entrecroisée dans les dépôts villafranchiens.
- Fig. 6. Ravin typique dans les cailloutis villafranchiens des environs de Grévéna. Ancienne vallée à formes douces reprise par l'érosion récente.

Clichés Brunn



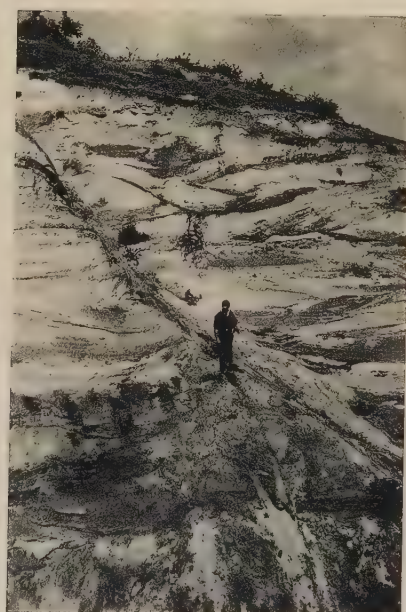
1



4



2



5



3



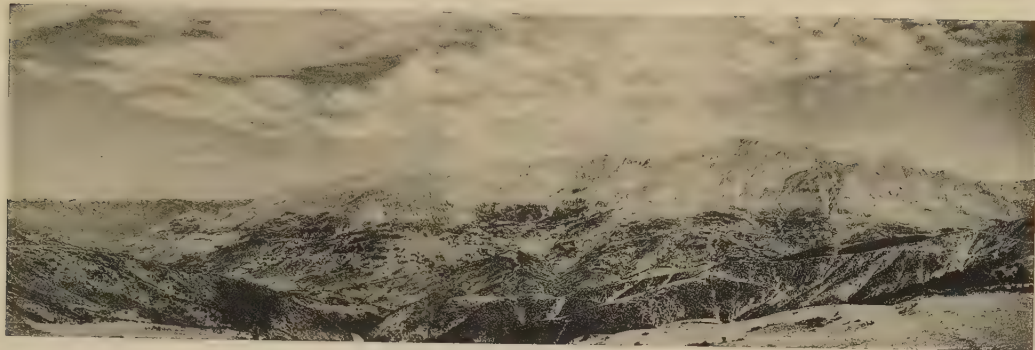
6

PLANCHE X

PLANCHE X

- Fig. 1. Front occidental des monts Lakmon (Péristéri). Panorama pris de la croupe du Driscos, vers le SE. Superposition de la lame charriée frontale sur le Flysch. Le Flysch correspond aux pentes inférieures cultivées, la série mésozoïque aux sommets dénudés.
- Fig. 2. Extrémité NW des monts Lakmon, au-dessus de la vallée du Metsovitikos. Vue de profil, vers le S, sur la lame charriée frontale. A droite, le petit sommet isolé, assez sombre, correspond au lambeau crétacé de Gotista, abandonné sur le Flysch ionien. A gauche, les calcaires à Diplopores sous lesquels le Flysch se termine en biseau pour reparaître plus à l'E (Fig. 3, ci-dessous). Au dernier plan, série mésozoïque du Pinde-Olonos et, tout au fond, le Péristéri (2.294 m).
- Fig. 3. Superposition de la série du Pinde-Olonos sur le Flysch ionien dans le cirque de Micro-Péristéri. Comparer avec la figure 1 de la Pl. III, prise plus à l'E.
- Fig. 4. Détail de la superposition des calcaires sur le Flysch avec écrasement.
- Fig. 5. Pli couché dans la série mésozoïque du Pinde-Olonos. Exemple typique de la souplesse de ces formations.

Clichés Brunn



1



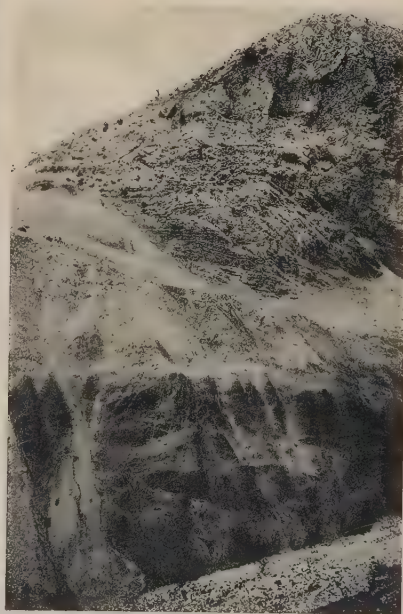
2



3



5



4

PLANCHE XI

PLANCHE XI

- Fig. 1. Haute vallée de l'Aoos (Politsès, 1.400 m d'altitude). Modelé fossile datant du Pliocène. Au fond, le Mavrovouni ; superposition des ophiolithes (légèrement boisées) sur le Flysch mylonitisé, grisâtre.
- Fig. 2. Attaque de la haute vallée de l'Aoos (Politsès) par le Metsovitikos, affluent de l'Arakthos. Premier plan et deuxième plan à droite : ravinement dû au Metsovitikos ; plus loin, surface vallonnée des Politsès ; au fond, Mavrovouni, ophiolithes sur Flysch (cf. fig. 1).
- Fig. 3. Vue de profil (vers le SE) sur le contact ophiolithes-Flysch aux environs de Katara. Les ophiolithes correspondent exactement à la partie boisée de gauche ; le Flysch écrasé est dénudé, avec touffes de genévriers. Le plan de contact plonge fortement vers le NE.
- Fig. 4. Vue sur le Tsouca Tsina, front SW de la nappe ophiolithique. Ophiolithes boisées, Flysch gris clair.
- Fig. 5. Flanc S du Vassilitsa (vu vers le SW). Gabbros à olivine (clairs) plongeant vers le S sous les dolérites, plus sombres, à gauche.

Clichés Brunn



1



3



4



2



5

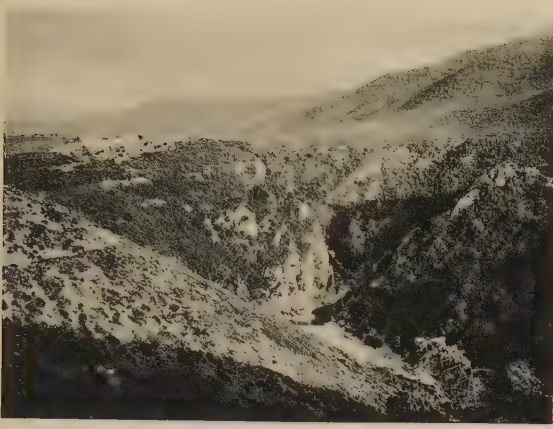
PLANCHE XII

PLANCHE XII

Morphologie.

- Fig. 1. Ravin de l'Haliakmon à la hauteur du monastère de Zabordas (visible vers l'angle supérieur gauche). Vue vers le SE.
a) Structure : au fond, Cristallophyllien des Kamvounia ; à la hauteur du ravin, calcaires triasiques-jurassiques plongeant vers le NW, sous les ophiolithes d'où est prise la photographie.
b) Morphologie : recreusement quaternaire dans la surface villafranchienne dont on aperçoit un beau reste au-delà du ravin.
- Fig. 2. Même lieu que la figure précédente : vue vers le NW, vers les ophiolithes qui constituent ici l'arrière plan. Le plongement des calcaires sous les ophiolithes apparaît nettement. A gauche, les calcaires sont tranchés par la surface villafranchienne dont on voit un lambeau sur les ophiolithes, à droite, et un autre dans le lointain, en haut à gauche.
- Fig. 3. Vallée de l'Haliakmon, près de Tourniki, en amont du Vounassa. Formation lacustre quaternaire surmontée et repoussée par des matériaux grossiers d'origine glaciaire. La surface supérieure, plantée d'arbustes, est ici une surface d'érosion quaternaire récente ; tout de suite à droite de la photo, les formations d'origine glaciaire acquièrent une épaisseur considérable.
- Fig. 4. Calcaires des monts Askion : haute surface remontant probablement au Crétacé, têtes de ravins représentant des restes de l'érosion éocène-miocène tranchés par la grande vallée pliocène (dont la partie inférieure est colmatée par les dépôts villafranchiens).
- Fig. 5. Relief typique de la partie centrale du sillon méso-hellénique. Surface plate villafranchienne sculptée de vallées à terrasses. Au fond (NE), on distingue le relief très évolué (éocène-miocène) des calcaires des monts Askion coupés (à gauche) par quelques grandes vallées pliocènes.
- Fig. 6. Partie centrale du sillon méso-hellénique : méandre abandonné (quaternaire) de l'Haliakmon. A droite de la route, qui emprunte l'ancien lit, la petite colline, avec arbres clairsemés, constituait le lobe de l'ancien méandre.

Clichés Brunn



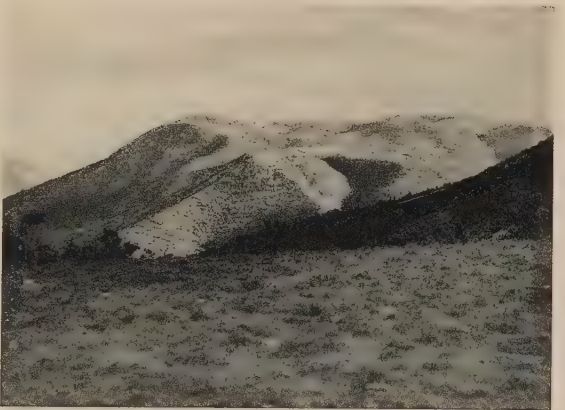
1



2



3



4



5



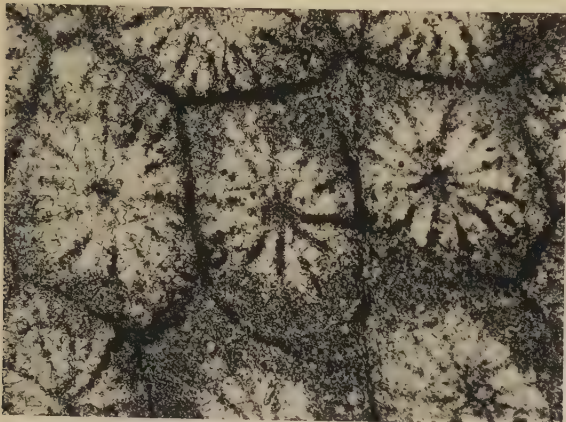
6

PLANCHE XIII

PLANCHE XIII

- Fig. 1. *Conectastraea* cf. *ogilviae* Koby.
- Fig. 2. *Adelocoenia* sp. Espèce probablement nouvelle, échantillon très recristallisé.
- Fig. 3. Calcaire à Orbitolines, Cénomaniens de Scafidi, détroit de Kozani.
Orbitolina concava D'ORB. (grosse section en haut).
Orbitolina plana D'ARCH. (sous la précédente).
Orbitolina mamillata D'ARCH. (section épaisse au centre).
- Fig. 4. Calcaire bréchique maestrichtien du Pinde septentrional (Tsouca, 1726 m, texte p. 132) contenant des débris d'ophiolithes et
Orbitoides media D'ARCH.
Globotruncana linnei mut. *caliciformis* J. de L. (en haut, vers le centre).
- Fig. 5. Calcaire à Orbitoïdes du détroit de Kozani (texte p. 125).
Orbitoides media D'ARCH.
- Fig. 6. *Hantkenina* cf. *dumblei* (individu montrant deux loges opposées prolongées par des pointes) parmi des Globigérines dans un calcaire éocène du massif de Tymphé (texte p. 160).

Clichés Leriche



1



2



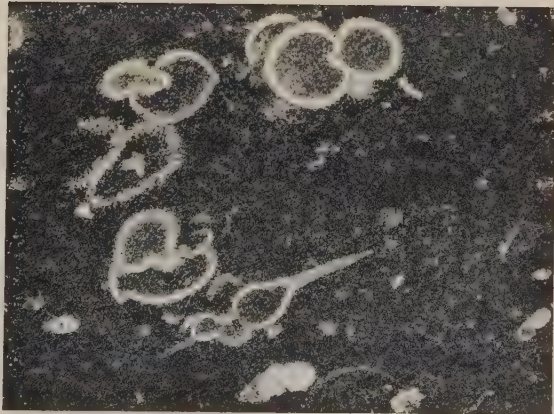
3



4



5



6

PLANCHE XIV

PLANCHE XIV

- Fig. 1 et 1a. *Nerinea gemmifera* COQUAND var. *ghasirensis* DELPEY.
Fig. 2. *Epismilia excavata* HACK.
Fig. 3. *Acteonella obtusa* ZEKELI.
Fig. 4. *Neithea acuticostata* FUTTERER.
Fig. 5. *Arca (Barbatia) albanica* OPP.
Fig. 6. *Flabellipecten pasinii* MENEG.
Fig. 7. *Megatylotus crassatinus* LMK.
Fig. 8. *Strombus radix* BRONGN.
Fig. 9 et 9a. *Haustator conofasciatus* SACCO.
Fig. 10. *Tympanotomus margaritaceus* BROCCHI
Fig. 11. *Ostrea meridionalis* ROVER.

Clichés Leriche

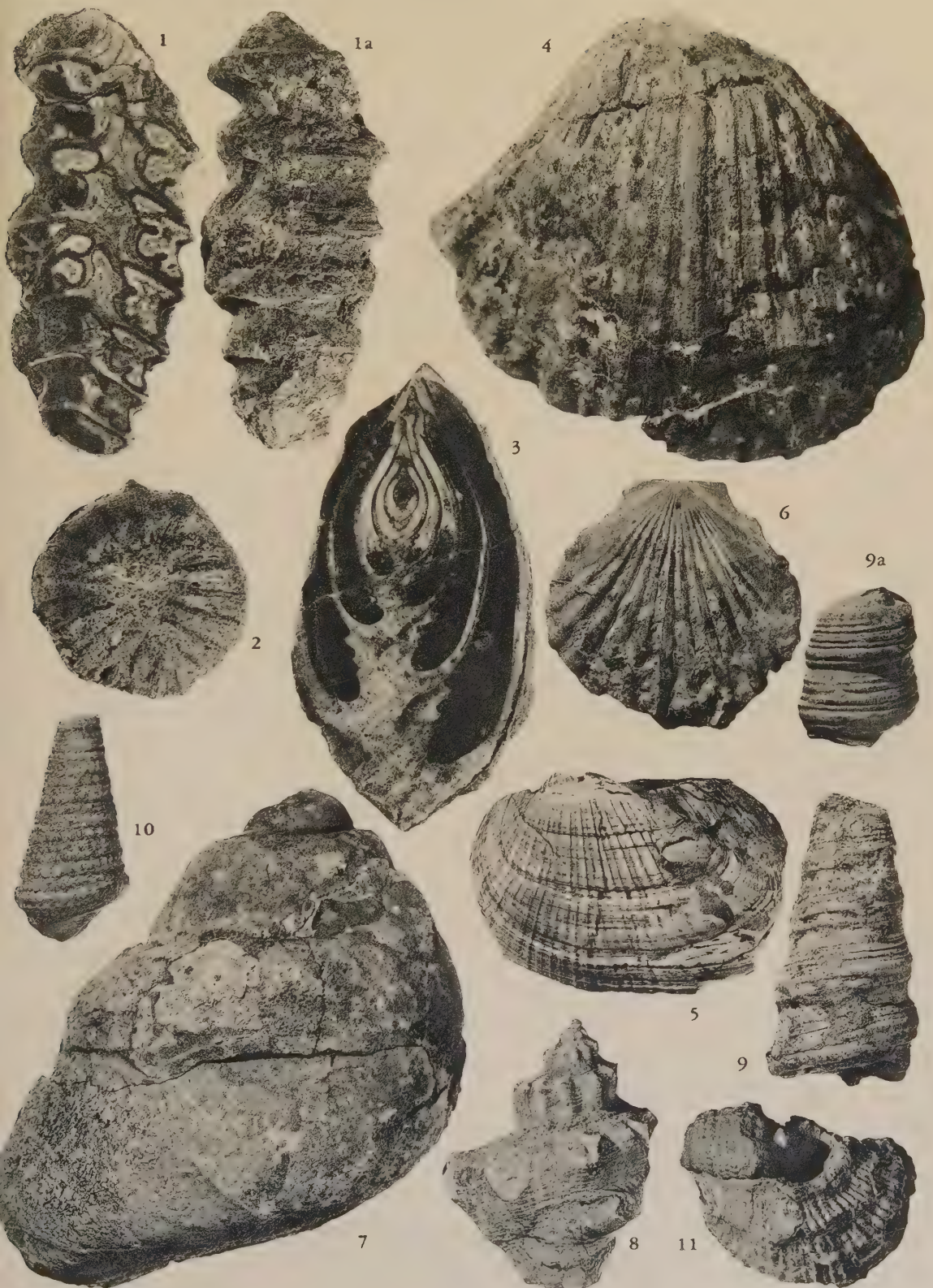
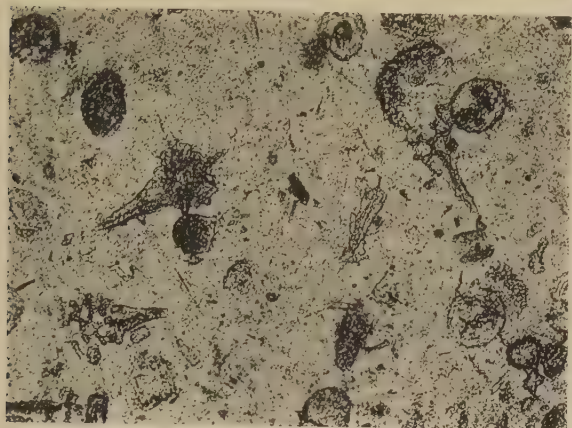


PLANCHE XV

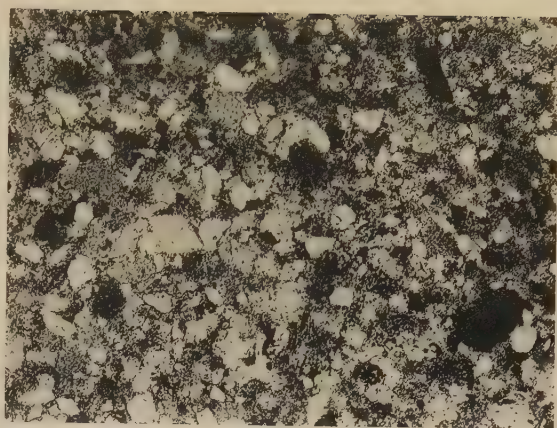
PLANCHE XV

- Fig. 1. Jaspe à Radiolaires (voir. texte p. 94) grossissement : 110.
- Fig. 2. Tuf riche en éléments ferro-magnésiens provenant du soubassement des ophiolithes (Ravin du Potamouli, voir texte p. 95). Lum. naturelle, grossissement 40.
- Fig. 3. Flysch à éléments quartzeux anguleux. Lum. polarisée, grossissement 30.
- Fig. 4. Flysch microbréchique à éléments calcaires et ophiolithiques avec Foraminifères. Lum. naturelle, grossissement 20.
- Fig. 5. Flysch grossier. Lum. naturelle, grossissement 20.
- Fig. 6. Flysch pélitique. Lum. polarisée, grossissement 30.

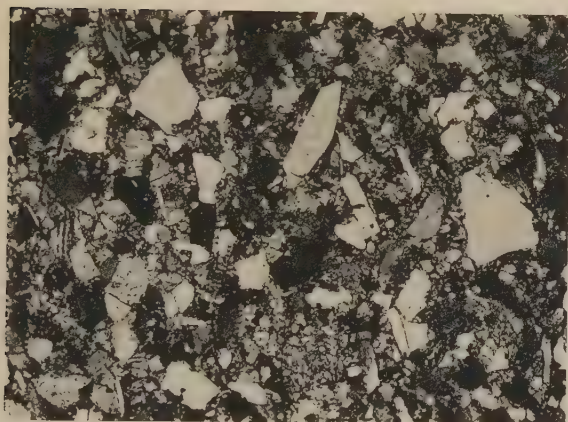
Clichés Leriche



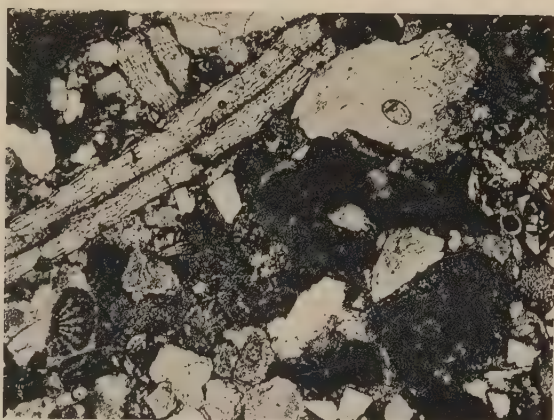
1



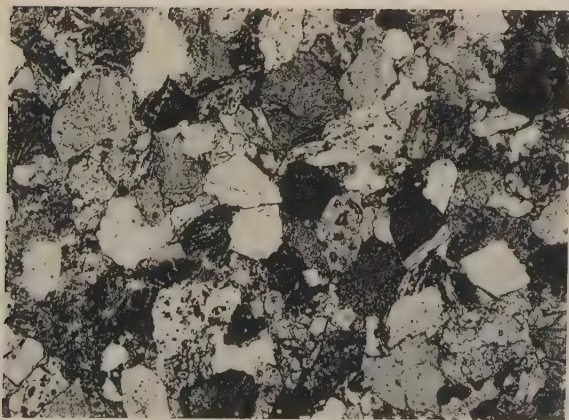
2



3



4



5



6

PLANCHE XVI

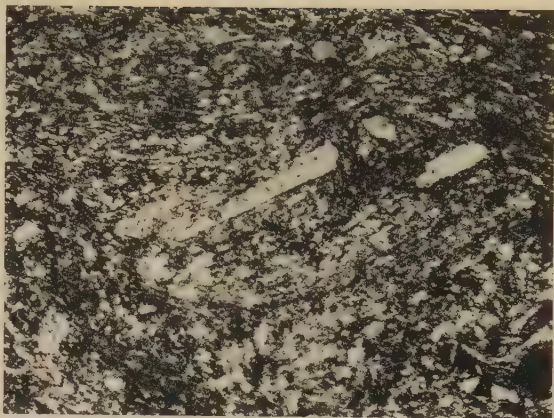
PLANCHE XVI

- Fig. 1. Roche microlithique altérée provenant de la base des péridotites dans le ravin de l'Haliakmon (niveau e9, voir p. 89). Grossissement 50, lumière naturelle : les anciens feldspaths «en batonnets» sont totalement épigénisés en quartz.
- Fig. 2. Schiste à glaucophane, ravin de l'Haliakmon (texte p. 90). Lum. polarisée, grossissement 75.
- Fig. 3. Calcaire métamorphisé, sous-jacent aux péridotites, ravin de l'Haliakmon (niveau e7, p. 89-90). Lum. polarisée : la plage de gauche est formée principalement de calcite, tandis que celle de droite, éteinte, est envahie par l'idocrase. Grossissement 30.
- Fig. 4. Echantillon poli, grandeur naturelle : stratification fine dans les formations sous jacentes aux péridotites, ravin de l'Avomintsa, Pinde septentrional.
- Fig. 5. Schiste cristallin de Dova, près H. Nicolaos, dans le Pinde septentrional. Quartz, muscovite, grenats très reconnaissables.
- Fig. 6. Schistes cristallins des Mts Askion : quartz, muscovite, chlorite. Lum. polarisée, grossissement 30.

Clichés Leriche



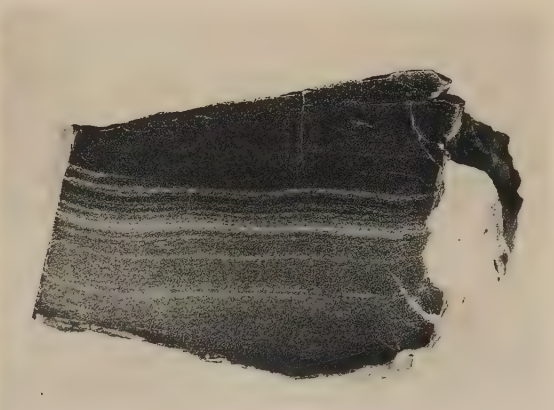
1



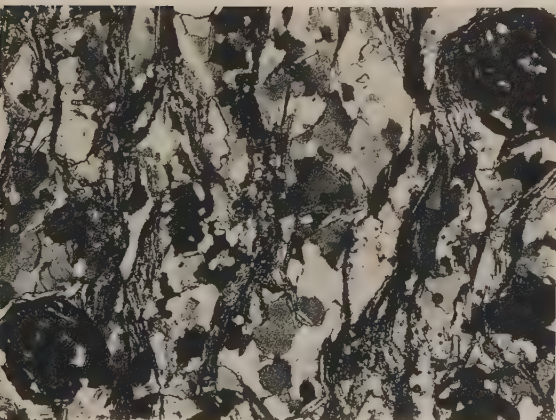
2



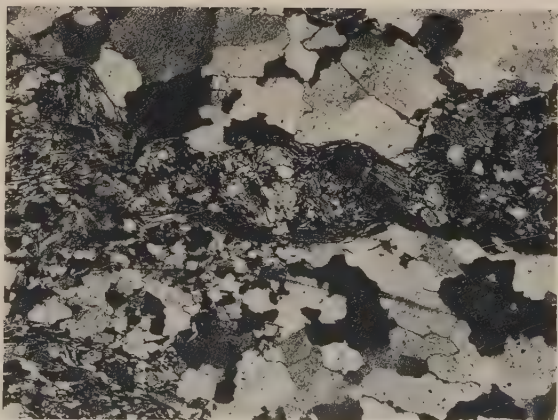
3



4



5



6

PLANCHE XVII

PLANCHE XVII

- Fig. 1 et 2. Gabbros lités, échantillons polis. La fig. 1 est réduite de moitié environ, la fig. 2 en grandeur naturelle. Alternances de lits leuocrates et mélanocrates, variations de grain et, pour la fig. 1, de composition minéralogique, le plagioclase étant accompagné tantôt d'olivine serpentinisée, tantôt d'augite diallage.
- Fig. 3. Brèche magmatique : blocs de dolérite (sombres) dans un gabbro dans la zone de passage gabbros-dolérites. Noter la limite floue entre les deux roches.
- Fig. 4. Pillow-lavas, dans le ravin en amont d'Avdéla.
- Fig. 5. Lits réguliers, simulant le Flysch, dans les péridotites du ravin de Kakoplèvre.

Clichés Leriche (fig. 1, 2) et Brunn (fig. 3, 4, 5).



4



5



3



1



2

PLANCHE XVIII

PLANCHE XVIII

- Fig. 1. Péridotite fraîche, non serpentinisée (Ech. 25, ravin de Kakoplèvre, p. 304). Olivine et enstatite à filets d'augite dans les clivages. Lum. polarisée, grossissement 30.
- Fig. 2. Troctolithe du Miléotikos (Ech. 301; p. 307-308). Deux plages d'olivine sont isolées parmi les plagioclases: elles sont chacune entourées d'un fin liseré clair d'amphibole (groupe de la trémolite), d'orientation constante et contenant, dans leur partie la plus épaisse, au centre de la figure, des restes d'enstatite (grains sombres). Lum. polarisée, grossissement 30.
- Fig. 3. Échantillon poli, grandeur naturelle: passage d'une troctolithe riche en feldspaths (en bas) à une péridotite pauvre en pyroxènes (en haut) par l'intermédiaire d'une roche formée d'un pyroxène monoclinique d'orientation constante (minéral grisé) emballant des olivines arrondies. (Ech. 322, p. 309).
- Fig. 4 et 5. Plaques minces taillées respectivement dans la zone moyenne (fig. 4) et inférieure (fig. 5) de l'échantillon de la figure 3. Noter, dans la figure 4 l'orientation unique et la forme sinueuse des pyroxènes qui entourent les olivines arrondies. Lum. polarisée, grossissement 30. Analyses I, II, III du tableau IV, p. 310.

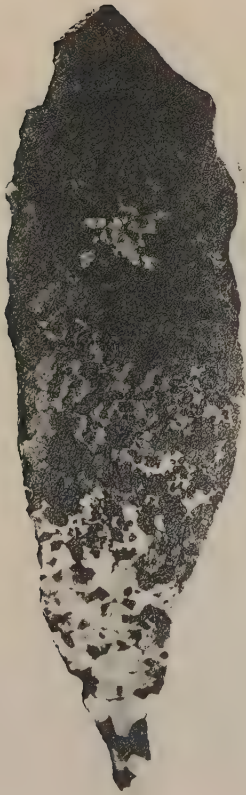
Clichés Leriche



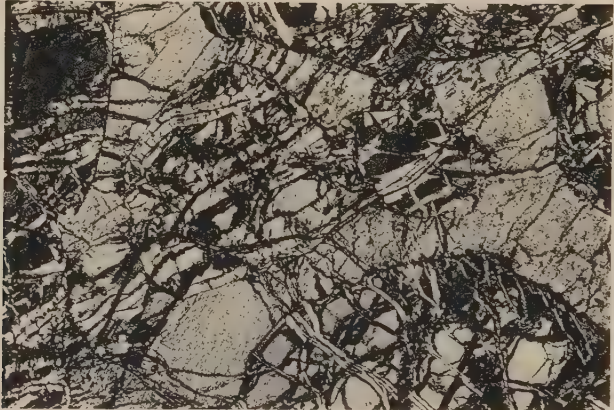
1



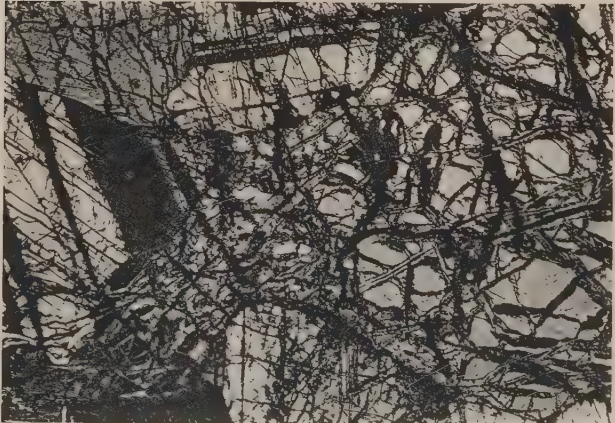
2



3



4



5

PLANCHE XIX

- Fig. 1. Pyroxénite de la série du Vourinos (Ech. 410, p. 303). Enstatite (claire) s'égrenant dans une augite-diallage (éteinte).
- Fig. 2. Passage d'une roche mélanocrate à grain fin (augite, hypersthène) à un gabbro à grain assez gros, de tendance ophitique, avec plagioclases automorphes. Ech. 312, texte p. 301-322.
- Fig. 3. Diorite quartzifère du sommet de la série des gabbros. (Ech. 342, p. 323). Le quartz (clair) sans formes propres, est pénétré par un feldspath automorphe (éteint) et par des augites. Grandes plages de hornblende.
- Fig. 4. Micropegmatite graphique à quartz, albite, amphibole chloritisée. Ech. 624, texte p. 325.

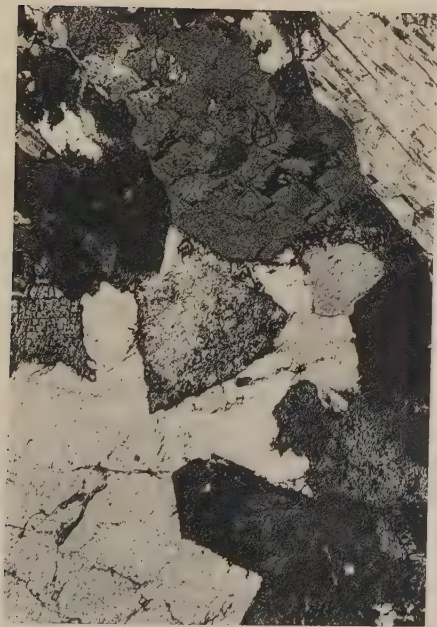
Clichés Leriche



1



2



3



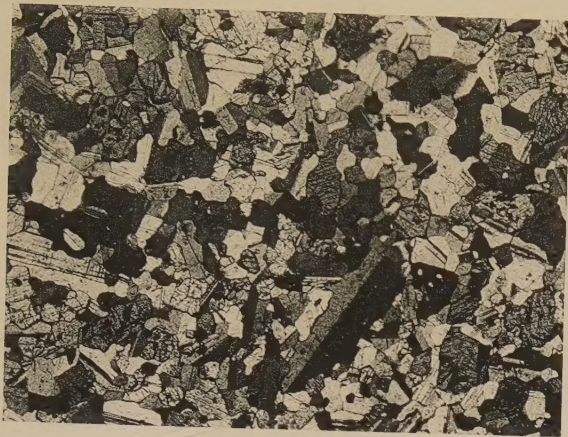
4

PLANCHE XX

PLANCHE XX

- Fig. 1. Gabbro fin, montrant une tendance vers la structure doléritique. Texte p. 324, éch. 317. L. P., grossissement 30.
- Fig. 2. Dolérite typique, fraîche. Texte p. 332, éch. 307. L. P., grossissement 30.
- Fig. 3. Roche microlithique d'apparence compacte, à très fines vacuoles : celle de droite remplie de calcite, celle de gauche, de quartz; mouchetures de quartz et de calcite dans la roche. Texte p. 334, éch. 308. L. P., grossissement 30.
- Fig. 4. Structure d'un «pillow» ou oreiller : variations de taille des éléments, petites vacuoles sphériques remplies de calcite. Texte p. 335-336, éch. 334. L. naturelle, grossissement 30.
- Fig. 5. Ciment des oreillers. Structure très fine. Quartz et calcite secondaires. Éch. 335. L. naturelle, grossissement 30.
- Fig. 6. Structure en gerbes. Texte p. 335. Éch. 52. L. naturelle, grossissement 30.

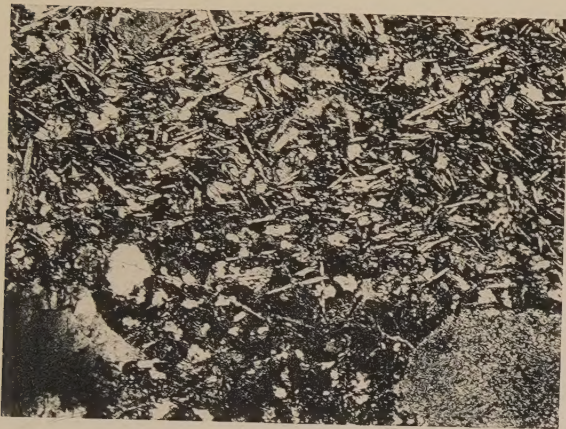
Clichés Leriche



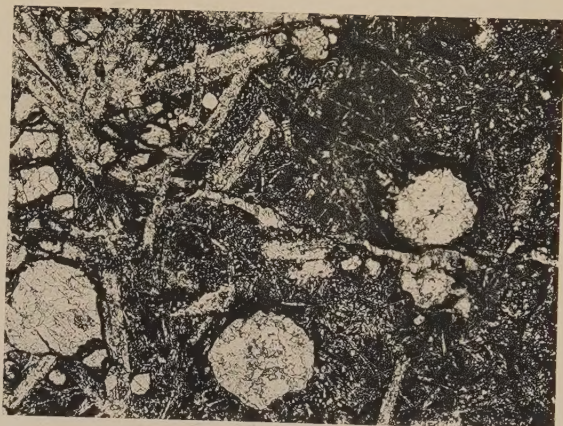
1



2



3



4



5



6

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

SÉISMICITÉ DE LA GRÈCE ET DES RÉGIONS VOISINES

Vu et approuvé :

Paris, le 25 Juin 1955

Pour le Doyen de la Faculté des Sciences,

L'Assesseur

ROBERT LÉVY

Vu

et Permis d'imprimer :

**Pour le Recteur de l'Académie
de Paris,**

**Le Vice—President du
Conseil de l'Université**

FABRE